

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Ордена Ленина и
Ордена Октябрьской Революции Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

На правах рукописи



СОБОЛЕВ Сергей Николаевич

**СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА
ДИНАМИКИ ОБРАЗОВАНИЯ КУМУЛАТОВ В
РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВАХ**

Специальность 1.6.4 Минералогия, кристаллография. Геохимия,
геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
Доктор геолого-минералогических наук,
профессор Арискин Алексей Алексеевич

МОСКВА – 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава 1. Литературный обзор и методы исследований	14
1.1. Динамика магматических камер	14
1.1.1. Расслоенные интрузивы, магматические камеры и резервуары	14
1.1.2. Сценарий и цельное представление о камере	14
1.1.3. Общее представление о моделировании магматических камер	17
1.2. Кинетика кристаллизации и растворения	19
1.2.1. Скорость нуклеации твердой фазы	19
1.2.2. Скорость и механизмы роста кристаллов	22
1.2.3. Переменная скорость роста и осцилляторная зональность	27
1.2.4. Скелетный рост	30
1.2.5. Растворение	31
1.2.6. Кинетическая зональность оливина по фосфору	31
1.2.7. CSD и уравнение баланса популяции	34
1.2.8. CSD - упрощенная кинетическая модель	36
1.2.9. Зависимость скорости роста от размера зерен	39
1.2.10. Форма CSD	40
1.3. CSD в интрузивах	51
1.3.1. Мономинеральные кумулаты	52
1.3.2. Полиминеральные кумулаты	56
1.4. Методы	61
1.4.1. Техника получения и изучения CSD	61
1.4.2. Электронная микроскопия и микрозонд	65
1.4.3. Валовый химический состав пород	65
1.4.4. Геохимическая термометрия и термодинамическое моделирование	65
Глава 2. Йоко-Довыренский расслоенный массив	67
2.1. Геологическое строение	67
2.2. Дуниты и лерцолиты	70
2.2.1. Петрография изученных пород дунитовой части разреза	72
2.2.2. CSD оливина дунитов	74
2.2.3. Зональность оливина дунитов	76
2.2.4. Гетерогенность в координатах MgO-FeO, линия оливинового контроля	81
2.2.5. Корреляция CSD и валового состава пород	82
2.2.6. Краткие выводы	85
2.3. Троктолиты и верлиты	86
2.3.1. Петрография пород троктолитовой части разреза	86
2.3.2. CSD оливина троктолитов	89
2.3.3. Зональность плагиоклаза троктолитов	90
2.3.4. Зональность оливина троктолитов	91
2.3.5. Краткие выводы	95
Глава 3. Мончеплутон и комагматичные ультрамафиты	96
3.1. Геологическое строение	96
3.2. Тело ультрамафитов скв. М1 – фрагмент подводящей системы	98
3.2.1. Петрография тела М1	99
3.2.2. CSD оливина перидотитов	102
3.2.3. Корреляция CSD и валового состава пород	104
3.2.4. Оценка состава и температуры начальной магмы подводящего канала	106
3.2.5. Краткие выводы	107

3.3. Дунитовый блок	108
3.3.1. Петрография дунитового блока	110
3.3.2. CSD оливина дунитов	113
3.3.3. CSD хромита в дунитах и хромититах	116
3.3.4. Зональность хромита по включениям	118
3.3.5. Корреляция CSD и валового состава пород	120
3.3.6. Зональность оливина дунитов и хромититов	121
3.3.7. Оценка состава и температуры начальной магмы Дунитового блока, сравнение с М1	127
3.3.8. Краткие выводы	127
3.4. Гора Травяная (Северный фрагмент массива НКТ)	128
3.4.1. Петрография перидотитов горы Травяная	129
3.4.2. CSD оливина дунитов и гарцбургитов	129
3.4.3. Зональность оливина дунита	130
3.4.4. Оценка состава и температуры начальной магмы г. Травяная, сравнение со скв. М20 и М1	131
3.4.5. Краткие выводы	133
3.5. Ксенолиты оливиновых пород среди ортопироксенитов	133
3.5.1. Петрография ксенолитов гор Кумужья и Сопча	134
3.5.2. CSD оливина ксенолитов дунитов и гарцбургитов	135
3.5.3. Краткие выводы	137
Глава 4. Ловозерский расслоенный массив	138
4.1. Геологическое строение	138
4.2. Нефелиновые породы дифференцированного комплекса Ловозерского интрузива	143
4.2.1. Петрография нефелиновых пород	143
4.2.2. CSD нефелина уртитов	146
4.2.3. Зональность нефелина уртитов	150
4.2.4. CSD лопарита и апатита уртитов	154
4.2.5. Зональность лопарита и апатита	155
4.2.6. Оценка состава и температуры начальной магмы уртитов и адиабатный подъем	159
4.2.7. Краткие выводы	162
Глава 5. Кинетический и динамический контекст полученных результатов	164
5.1. Замечания о кинетике кристаллизации магмы	164
5.1.1. Образование логлинейного CSD – новая модель	164
5.1.2. Эффект скелетной кристаллизации при образовании специфического CSD	173
5.1.3. Кинетическое повышение коэффициента распределения для фосфора в оливине	174
5.2. Внедрение и первичная кристаллизация	177
5.2.1. Доля интрателлурических популяций при образовании рассмотренных кумулатов	177
5.2.2. Роль кристаллизации в верхнем пограничном слое при образовании дунитов и троктолитов Йоко-Довыренского массива и дунитов Мончеплутона	179
5.2.3. Роль периодического пополнения камеры в образовании дунитов и троктолитов Йоко-Довыренского массива и уртитов Ловозерского массива	182
5.3. Компакция и фильтрация расплава, образование адкумулатов и окончательное затвердевание	185
5.3.1. Компакция – за и против, определение механизма	185
5.3.2. Фильтрация расплава при компактизации	190
5.3.3. Компакция и фильтрация при образовании дунитов Йоко-Довыренского массива	191
5.3.4. Компакция и фильтрация при образовании дунитов и хромититов Дунитового блока Мончеплутона	194
5.3.5. Аналогия дунитов Йоко-Довыренского массива и Мончеплутона с дунитами Маунт Кит	197
5.3.6. Окончательное затвердевание	197
Заключение	200
Список литературы	202
Приложение 1. Функции CSD (Ol, Chr, Ne, Lop, Ap)	219
Приложение 2. Валовые химические составы пород	227

Введение

Актуальность

Проблемы образования и эволюции кумулюсных систем в крупных магматических камерах относятся к наиболее дискуссионным вопросам петрологии расслоенных комплексов. Это связано с тем, что физико-химические модели дифференциации оперируют на входе интегральными оценочными параметрами, будь то тепловые потоки через контакты интрузивов, скорости фронтов кристаллизации и аккумуляции кристаллов или характеристики дополнительных инъекций (Френкель, 1995; Шарапов, Голубев, 1976; Kuritani, 2009; Ariskin et al., 2023b). Более определенными являются оценки температуры и редокс-условий кристаллизации при помощи программ семейства MELTS и КОМАГМАТ (Ghiorso, Sack 1995; Арискин, Бармина, 2000). Вместе с тем, крупномасштабная динамика дифференциации магмы неразрывна с локальными явлениями в затвердевающих протокумулясных смесях, которые контролируются кинетикой кристаллизации, растворения и рекристаллизации минералов. Использование структурных маркеров этих локальных процессов помогает уточнению динамического контекста формирования породы. Для этого необходимы оценки распределения кристаллов по размеру (CSD – crystal size distribution) как наиболее комплексной характеристики (Marsh., 1988, 1998; Spohn et al., 1988; Hort, Spoh, 1991; Симакин, 2005; Higgins, 2006; Simakin, Bindeman, 2008, Toramaru, Kichise, 2023) и исследования геохимической зональности отдельных зерен, записывающей разные режимы роста и растворения (Milman-Barris et al., 2008; Welsch et al., 2014; Xing et al., 2017, 2022, 2023; Mao et al. 2022). Актуальность этих вопросов подчеркивают следующие моменты.

1. На фоне разнородных опубликованных данных CSD для кумулятов (см. обзор Соболев и др., 2023) необходима выработка методики выделения устойчивых распределений в реальных породах и отделения их от шумовых вариаций. Для этого важен поиск корреляции между формой CSD, валовым составом пород и спецификой зональности отдельных кристаллов, которая служит для выявления таких процессов, как скелетный рост или растворение-доращение с участием неравновесного расплава.
2. Большинство существующих кинетических моделей не воспроизводят форму CSD минералов магматических пород (Kirkpatrick, 1976, Brandeis, Jaupart, 1986; Spohn et al., 1988; Hort, Spoh, 1991; Симакин, Трубицын, 1998, Симакин, 2005). Приближение к реальной картине получается при использовании серьезных допущений: для открытой системы – непрерывно проточной камеры (Marsh, 1988), для закрытой системы – постоянной скорости

роста на фоне растущей по экспоненте нуклеации (Marsh, 1998) или падающей по гиперболе скорости роста на фоне постоянной нуклеации (Toramaru, Kichise, 2023). Необходимо развитие кинетических моделей кристаллизации из расплава с обоснованными допущениями.

3. Остается открытым вопрос о значимости первично скелетного роста оливина (Welsch et al., 2012) и других минералов как характеристики реальных переохлаждений в магматической камере и учета этого фактора при интерпретации CSD.

4. Продолжаются дискуссии по поводу механизма и самой возможности компакции кристаллического осадка в магматических камерах (Holness et al., 2017a, 2017b, 2017в). При этом инфильтрация расплавов/флюидов при компакции кумулатов может контролировать перенос и концентрирование рудных элементов при образовании стратиформных хромититов и платинометалльных рифов (Boudreau, McBirney, 1997; Николаев и др., 2020; Николаев, 2021).

Объекты исследований

В работе рассмотрены преимущественно ранние примитивные **кумуляты (продукты уплотнения и затвердевания кристаллического осадка)** Йоко-Довыренского, Мончегорского и Ловозерского массивов с высоким содержанием кумулсных фаз (обычно >70%). Данные породы формируются в условиях достаточно прогретой камеры после образования краевых реверсий (Latypov, 2015). Изучены дуниты, троктолиты, гарцбургиты и фойдолиты (в основном уртиты) трех перечисленных массивов. В Йоко-Довырене и Мончегорске основная кумулятивная фаза это оливин, а в Ловозере – нефелин.

Цели и задачи работы

Стратегия исследований включает использование детальных данных о CSD разнообразных интрузивных пород с целью расшифровки условий кристаллизации и эволюции их протокумулясного прекурсора. Это предполагает последовательное решение следующих задач:

1. Получение наборов согласованных данных CSD в примитивных кумулатах из трех крупных расслоенных интрузивов (Йоко-Довыренский, Мончегорский и Ловозерский) на представительных выборках зерен кумулсных минералов, гарантирующих воспроизводимость измерений.
2. Типизация форм распределения кристаллов по размерам (далее - логлинейное, бимодальное, логнормальное и другие неканонические).
3. Модификация существующей кинетической модели (Spohn et al., 1988) для воспроизведения первичного логлинейного CSD, характерного для реальных кумулатов.

4. Выяснение наличия/отсутствия корреляций формы распределений с особенностями валового химического состава пород и зональности кумулусных минералов (оливина, хромита, нефелина, лопарита, апатита).
5. Использование данных о зональности кристаллов для оценки распространенности сигналов раннего скелетного роста оливина и масштабов относительного переохлаждения на разных стадиях; выяснение возможной связи подобной зональности и формы CSD.
6. Выявление в данных CSD и зональности кумулусных фаз признаков конкретного механизма компакции и степени воздействия инфильтрующегося расплава.

Научная новизна

1. Впервые для Йоко-Довыренского, Мончегорского и Ловозерского интрузивов для разных типов кумулатов приводятся надежные данные по их количественным структурным характеристикам – CSD (всего 120 распределений).
2. На основании сопоставления полученных CSD и анализа литературных данных показано, что распределения представляют три главных типа: логлинейное, бимодальное и логнормальное.
3. Для Йоко-Довыренского и Мончегорского интрузивов установлена корреляция CSD оливина в дунитах и валового содержания в них рудных компонентов (Cu, Ni, ЭПГ, Cr). Рассмотрены причины подобных корреляций.
4. Для этих массивов представлены данные по зональности оливина по фосфору и некоторым другим примесным элементам. Обсуждается противоречие между представлением о медленной кристаллизации на последних стадиях затвердевания кумулатов и впервые обнаруженным обогащением фосфором оливина, заместившего поровое пространство при окончательном затвердевании кристаллической каши.
5. В зональности оливина из дунитов и троктолитов Йоко-Довыренского массива описаны признаки компакции кумулатов путем растворения под давлением на контактах зерен. Этот эффект (известный из экспериментальных работ) ранее не наблюдался на природном оливине.
6. На примерах фосфорной зональности и CSD оливина, показано, что ранний этап кристаллизации большей части оливиновых кумулатов протекал при относительно высоких переохлаждениях 10–30°C и более, когда включатся режимы скелетного роста и формируется осцилляторная зональность оливина.
7. С использованием метода геохимической термометрии для нефелиновых пород Ловозерского массива и дальнейшего моделирования кристаллизации, полученного состава расплава, продемонстрировано, что бимодальная зональность нефелина уртитов и

бимодальное CSD могут быть результатом вторичной нуклеации в условиях адиабатического подъема щелочной магмы, содержащей разное количество интрателлурического нефелина.

8. Предложена модификация кинетической модели (Spohn et al., 1988), которая позволяет получить логлинейное CSD с использованием нормальных кинетических функций скорости нуклеации и роста, а также переменной зависимости скорости роста от размера зерна.

Защищаемые положения

1. Распределения кристаллов по размеру (CSD) в кумулатах расслоенных массивов (Йоко-Довыренского, Мончегорского и Ловозерского) делятся на три главных типа: логлинейное – связанное с первичным ростом, бимодальное – обусловленное вторичной нуклеацией, логнормальное – возникающее при частичном растворении. Более тонкие вариации популяций свидетельствуют о дополнительных процессах – растворении под давлением на контактах зерен, замаскированном скелетном росте, сортировке.

2. Зональность кумулусного оливина по фосфору в оливиновых и оливин-плагиоклазовых кумулатах Йоко-Довырена и Мончеплутона свидетельствует о распространении в магматических камерах начального скелетного роста при высоком переохлаждении (более 10–30°C), частичном растворении мелких зерен, растворении под давлением, быстром зарастании пор кумулуса на последнем этапе затвердевания.

3. Корреляция между химическим составом пород, CSD и зональностью оливина в дунитах Йоко-Довырена и Мончеплутона свидетельствует о воздействии неравновесного силикатного расплава на первичный кумулус с выносом рассеянных фаз (S, Cu, Ni – сульфидный расплав; Cr, Al – хромшпинелид).

Практическая значимость

Работа вносит вклад в методологию петролого-геохимических и количественных петрографических исследований процессов внутрикамерной дифференциации магм, включая механизмы образования малосульфидной и хромитовой минерализации в крупных расслоенных массивах. При этом особое значение придается кинетическим факторам, связанным с инфильтрацией неравновесного расплава в пористой протокумулусной среде с неограниченной растворимостью минеральной матрицы.

Размеченные изображения шлифов можно использовать для обучения моделей машинного зрения для инстанс-сегментации (Bukharev et al., 2018), необходимых в различных областях наук о материалах и разделах химической инженерии.

Фактический материал

По Йоко-Довыренскому массиву автору была доступна коллекция ГЕОХИ РАН, состоящая из нескольких тысяч образцов, отобранных в обнажениях по всему массиву и существенно дополненная диссертантом в 2016 и 2019 годах. Итоговая выборка пород включала 43 образца, отобранных в коренных обнажениях по разрезам “Большой-Центральный” и “Йоко”.

По Мончегорскому плутону использовалась другая коллекция ГЕОХИ РАН, отобранная в 2018 и 2021-2023 гг. с участием диссертанта и коллег из ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), как на дневной поверхности (г. Кумужья, г. Сопча), так и в керне из скважин М1 и М20, а также в отвалах шахты № 5 на г. Травяной. В работе задействовано более 50 образцов.

Материал по Ловозерскому массиву отобран в большинстве лично автором в самостоятельных выездах (2018 и 2022 гг.) и в полевой сезон 2023 г. совместно с коллегами из ГИ КНЦ РАН. При этом опробованы северный (г. Карнасурт, г. Кедыкверпахк) и северо-западный (г. Аллуйв) склоны Ловозерских тундр, в основном в коренных обнажениях, а также центральная часть в районе г. Лепхе и на плато в районе г. Сегисчорр и г. Паргуайв (в коренных обнажениях и курумниках). Изучены в основном породы богатые нефелином, близкие к уртитам, некоторые из которых можно характеризовать как “адкумулаты” и “мезокумулы”. Часть образцов из подземного рудника Карнасурт была предоставлена Ю.А. Михайловой (ГИ КНЦ РАН). Общее количество изученных образцов – 24 шт.

Апробация работы

По теме диссертации опубликовано 5 статей в журналах, входящих в список ВАК, результаты были доложены автором в рамках 24 докладов на профильных всероссийских и международных конференциях и опубликованы в соответствующих тезисах.

Список статей:

1. Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В. Три типа распределения кристаллов оливина по размеру в дунитах Йоко-Довыренского массива как сигналы различной истории их кристаллизации // Петрология. 2024. Т. 32. № 4. С. 509-526.
2. Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В. Распределения кристаллов по размеру как ключ к эволюции протокумulusа в расслоенных массивах: эксперименты, расчеты и практика определения CSD // Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 649–665.
3. Ariskin A.A., Tessalina S.G., Kostitsyn Y.A., Pshenitsyn I.V., Sobolev S.N., Nikolaev G.S. Kislov E.V. Re-Os Systematics in the Layered Rocks and Cu-Ni-PGE Sulfide Ores from the Dovyren Intrusive Complex in Southern Siberia, Russia: Implications for the Original Mantle Source and the Effects of Two-Stage Crustal Contamination // Minerals. 2023. V. 13 P. 1356. DOI: 10.3390/min13111356.

4. Pshenitsyn I.V., Ariskin A.A., Korost D.V., Sobolev S.N., Yapaskurt V.O., Nikolaev G.S., Kislov E.V. X-ray Computed Tomography of PGE-Rich Anorthosite from the Main Reef of the Yoko–Dovyren Layered Massif // *Minerals*. 2023. V.13. P. 1307. DOI: 10.3390/min13101307.
5. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Пшеницын И.В., Япаскерт В.О., Соболев С.Н. Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и эпг-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве// *Геология и геофизика*. 2020 Т. 61. № 5—6. С. 748—773.

Список материалов конференций и тезисов:

1. Соболев С.Н. Логлинейное распределение кристаллов по размеру: как решить одну из петрологических задач столетия? // *Материалы XXV международной конференции посвященной 300-летию Российской академии наук, «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», 30 сентября – 2 октября, 4 октября 2024. Москва, ИГЕМ РАН, 2024. С. 235–237.*
2. Соболев С.Н., Арискин А.А., Соболев А.В., Батанова В.Г., Япаскерт В.О., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Грошев Н.Ю. Зональность в кумулятивном оливине по фосфору: режим компакций и ускоренная кристаллизация в порах кумулатов // *Сборник тезисов докладов XIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», 10–12 апреля 2024. Москва. ЦНИГРИ 2024. С. 352–354.*
3. Соболев С.Н. Компакция с растворением под давлением в магматических кашах расслоенных интрузивов: признаки в распределении кристаллов по размерам и зональности кумулусных фаз // *Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2024» [Электронный ресурс], 12–26 апреля 2024. Москва, МОО СИПНН, 2024.*
https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2024/data/32223/166552_uid155319_report.pdf
4. Соболев С.Н., Пшеницын И.В., Арискин А.А. Разнообразие анортозитовых пород Йоко-Довыренского массива и возможные физико-химические причины их особенностей // *Материалы XXIV международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», 25 сентября – 1 октября 2023. Москва, ИГЕМ РАН, 2023. С. 268–270.*
5. Соболев С.Н., Михайлова Ю.А. CSD и сопряженная зональность нефелина, лопарита и апатита в нефелиновых породах дифференцированного комплекса Ловозерского массива // *Сборник статей конференции «Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с*

ним месторождения стратегических металлов и алмазов», 11–15 сентября 2023. Апатиты, Изд. ФИЦ КНЦ РАН, 2023. С. 361–366. doi: 10.37614/978-5-91137-500-3.073

6. Соболев С.Н., Япаскурт В.О., Соболев А.В., Батанова В.Г., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Грошев Н.Ю. Зональность оливина по фосфору и другим примесным элементам в ультрамафитах Йоко-Довыренского и Мончегорского интрузивов // Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», 30 августа – 8 сентября 2023. Новосибирск, ИПЦ НГУ. 2023. С. 184–185.

7. Соболев С.Н., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Грошев Н.Ю. Корреляции петроструктурных и геохимических сигналов накопления сульфидов и хромита в дунитах Йоко-Довыренского массива и Мончегорского плутона // Сборник тезисов докладов XII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», 11–14 апреля 2023. Москва, ЦНИГРИ. 2023. С. 450–454.

8. Соболев С.Н. Количественный анализ структур кумулатов расслоенных интрузивов, как ключ к пониманию динамики таких магматических систем // Материалы XII международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2022), 7–19 сентября 2020. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 88.

9. Соболев С.Н. Петроструктурные маркеры в кумулатах и их генетическое значение // Материалы конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», 29 августа – 3 сентября 2022. Апатиты, Изд. ФИЦ КНЦ РАН. 2022. С. 101–104.

10. Соболев С.Н. Причины разнообразия CSD в кумулатах на основе исследований в Йоко-Довыренском и Ловозерском массивах и обзора мировых данных // Материалы Международного Молодежного Научного Форума «ЛОМОНОСОВ-2021», [Электронный ресурс], 12 - 23 апреля 2021, Москва, МАКС Пресс, 2021. https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2021/data/22058/131995_uid155319_report.pdf

11. Соболев С.Н. Гранулометрия оливина из зоны дунитов Йоко-Довыренского расслоенного интрузива: следствия компактизации магматической каши // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2020». [Электронный ресурс], 10-27 ноября 2020, Москва, МАКС Пресс, 2020. https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2020/data/19277/114549_uid155319_report.pdf

12. Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В. CSD нефелина и лопарита из уртит-фойяит-луявритовой пачки расслоенной серии Ловозерского плутона // Материалы двадцать первой международной конференции «Физико-химические и

петрофизические исследования в науках о Земле», 21-23, 25 сентября 2020. Москва, ИГЕМ РАН, 2020. С. 240–242.

13. Соболев С.Н., Арискин А.А., Бухарев А.Ю., Тарквини С., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Шкурский Б.Б. CSD оливина в дунитовой зоне Йоко-Довырена: связь с геохимией и динамикой компактизации кристаллической каши // Материалы XII международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2020), 11–15 сентября 2020. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 54.

14. Соболев С.Н., Шкурский Б.Б., Япаскерт В.О., Арискин А.А., Бухарев А.Ю., Петроструктурный подход в анализе условий образования дунит-троктолитовой части разреза Йоко-Довыренского массива // Материалы всероссийской конференции «Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи», Посвященной 120-Летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика Д.С. Коржинского, 7–9 октября 2019. Москва, ИГЕМ РАН, 2019. С. 212–213.

15. Соболев С.Н., Шкурский Б.Б., Япаскерт В.О., Арискин А.А., Бухарев А.Ю. Петроструктурные характеристики кумулатов нижней части разреза Йоко-Довыренского массива // Материалы конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», 16–20 сентября 2019. Иркутск, изд. "Оттиск", 2019. С. 279–284.

16. Sobolev S., Ariskin A., Tarquini S., Pshenitsyn I., Nikolaev G., Shkurskii B. Genetic interpretation of CSD for olivine through the dunite section of the Dovyren layered intrusion: linking with geochemistry and probable dynamics of the cumulate mush // Materials of «22nd EGU General Assembly», held online 4-8 May. Pub Date: May 2020. id. 11377, doi: 10.5194/egusphere-egu2020-11377

Структура и объем работы

Работа имеет объем 234 страницы, содержит 67 иллюстраций, 12 таблиц в тексте, 251 пункт списка литературы и состоит из Введения, пяти глав, Заключения и Приложений 1, 2 (13 таблиц CSD и составов пород). В главе 1 дается литературный обзор кинетики кристаллизации, измерений CSD в расслоенных интрузивах и описаны методы исследований. В главах 2 – 4 последовательно рассматривается материал по трем расслоенным массивам: Йоко-Довыренскому, Мончегорскому и Ловозерскому. Для каждого приводятся основные особенности геологии и петрографии пород, характеристики использованных образцов и результаты исследований, включая данные о распределениях кристаллов по размеру, зональности отдельных зерен, валовых составах пород и термодинамическом моделировании кристаллизации кумулатов. После представления

фактических результатов дается их предварительная интерпретация. Изложенные материалы являются основанием для формулировки трех защищаемых положений. Глава 5 содержит описание модификации кинетической модели (Spohn et al., 1988) и обсуждение всех предыдущих частей работы в контексте теоретических и эмпирических данных из литературного обзора.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю профессору, д.г.-м.н. А.А. Арискину за возможность изучения интереснейшей геологической проблемы и чуткое направление научных исканий на фоне свободы выбора собственного пути. Профессор МГУ, д.г.-м.н. Э. М. Спиридонов и н.с. ГЕОХИ РАН, к.г.-м.н. Г.С. Николаев способствовали становлению интереса к изучаемой проблеме. На этапе измерений CSD помощь оказали Симон Таркини (Университет Пизы), Дмитрий Новосадов, Екатерина Марченко (кафедра кристаллографии МГУ) и Александр Бухарев. На всех этапах работы ощущалась неизменная поддержка В.А. Дорофеевой - зав. лаб. термодинамики и математического моделирования природных процессов ГЕОХИ РАН, а также И.В. Пшеницына, Г.С. Барминой и других сотрудников нашего коллектива. Автор признателен сотрудникам лаб. метеоритики – К.М. Рязанцеву, С.И. Демидовой, К.А. Лоренцу, А.М. Абдрахимову, М.А. Ивановой; отдела пробоподготовки - П.Э. Синкину и В.А. Туркову. Без участия коллег с кафедры петрологии и вулканологии МГУ им. М.В. Ломоносова - В.Д. Щербакова, Н.Н. Кошляковой, Н.Н. Коротаевой, Б.Б. Шкурского – данная работа не была бы возможна. Особая признательность В.О. Япаскурту (Лаборатория локальных методов исследования вещества Геолфака МГУ), благодаря которому получены первые результаты по картированию фосфора в оливине. Большой вклад в развитие этих работ внесла аналитическая поддержка А.В. Соболева и В.Г. Батановой (ISTerre IMAP, Франция), которые обеспечили множество последующих элементных карт, позволивших по-новому взглянуть на проблемы кинетики кристаллизации. Существенную помощь в работе оказали Е.В. Кислов (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ), Н.Ю. Грошев, Ю.А. Михайлова, А.О. Калашников (КНЦ РАН, г. Апатиты) и В.Ф. Смолькин (ГГМ им. В.И. Вернадского, г. Москва). Я благодарен своим родителям, ученым биологам Н.А. Соболеву и М.В. Казаковой, за то, что они научили меня наблюдать природу.

Исследования выполнены при поддержке двух грантов РНФ: 16-17-10129 («Физические механизмы и условия образования Os-Ru и Pt-Pd минерализации в расслоенных интрузивах мафит-ультрамафитового состава» 2016 – 2020) и 23-77-01036 («Геохимические и структурные характеристики малосульфидных ЭПГ-анортозитов Йоко-Довыренского

массива как индикаторы условий их образования» 2023 – 2025), и в рамках государственного задания ГЕОХИ РАН.

Работа подготовлена в лаборатории термодинамики и математического моделирования природных процессов ГЕОХИ РАН.

Глава 1. Литературный обзор и методы исследований

В данной главе приводится обзор литературных данных по общим вопросам динамики магматических камер; обсуждаются проблемы кинетики нуклеации и роста; дается понятие распределения кристаллов по размеру как результата их сочетания и приводится упрощенная кинетическая модель (Spohn et al., 1988); дается обзор различных режимов роста, картин зональности и кинетических эффектов при распределении несовместимых элементов в кристалл. В заключение приводится обзор опубликованных данных по CSD в кумулатах различных интрузивов и кратко обсуждаются интерпретации данные авторами работ.

1.1. ДИНАМИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КАМЕР

1.1.1. Расслоенные интрузивы, магматические камеры и резервуары

Расслоенные интрузивы и кумулаты в них, согласно наиболее общепринятому представлению, являются продуктами кристаллизации магм в магматических камерах в земной коре. **Магматическая камера** представляет собой некоторый объем свободного расплава в коре и в общем случае может быть частью проточной системы, то есть раздувом на пути магмы от очага до поверхности. В таком раздуве происходят многочисленные явления, для которых характерен временной масштаб от минут до миллионов лет (различие более 10 порядков). Более широкое понятие – **магматический резервуар** включает частично расплавленные участки коры с относительно неподвижной кристаллической кашей с долей расплава менее половины объема и участки субсолидусных, но горячих пород (Sparks et al. 2019). Уже среди таких спящих частей резервуара могут находиться объемы свободной магмы, время жизни каждого из которых может быть относительно не велико. Формируется представление, что данные резервуары могут протягиваться через всю кору от источника до поверхности. Также различие магмы и частично расплавленной системы можно сформулировать через понятие **поля давления**, которое в случае магмы не делимо для кристаллов и несущей жидкости, а в случае кристаллической каши выделяется свое поле давления для кристаллического каркаса и для поровой жидкости (Connolly, Podladchikov, 2007).

1.1.2. Сценарий и цельное представление о камере

На сегодняшний день невозможно построить полную физическую модель магматической камеры с учетом всех аспектов ее поведения. Поэтому для конкретного интрузивного тела при его изучении удобно иметь в виду некоторый общий **сценарий**, отражающий этапность его формирования и содержащий в себе обобщение важных физических процессов разного

масштаба. Например, общая схема этапности формирования Йоко-Довыренского интрузива (Ariskin et al., 2018) включает в себя несколько основных эпизодов:

0. Плавление метасоматизированной мантии или повторное плавление обычной мантии, что обуславливает аномальную изотопную специфику массива.
1. Заполнение вытянутой камеры, возможно, по форме напоминающей эллипс, близкими по времени импульсами магмы, параллельно с ее небольшой контаминацией (Ariskin et al. 2018).
2. Осаждение оливиновых кумулатов, состоящих частично из интрателлурического материала, частично из кристаллов образованных после внедрения.
3. Достижение камерой финального объема.
4. Начало компакций после или во время пункта 1-2. Кристаллизация интеркумulusа во время компакций, подмешивание расплава из каши в камеру, адкумulusный рост, фильтр-прессинг. В силу почти полного отсутствия верхней реверсии предполагается, что динамика магмы (продолжающаяся амальгамация) была очень активной на протяжении формирования основных толщ кумулатов, в то же время в верхнюю раму внедрялись дайки продвинутого состава.
5. Достижение фронтом аккумуляции верхнего контакта, переход камеры к этапу существования кристаллической каши с линзами расплава в верхней части. Компакция отжимает слегка продвинутый расплав, он смешивается с жидкостью в свободных объемах и может выноситься из камеры.
6. Закрытие камеры. Существование остаточного резервуара. Его быстрое фракционирование, сопровождающееся поступлением относительно примитивного расплава из подстилающего кумулуса (разброс F_{068-79} в 100 м ниже верхнего контакта).

Далее предполагая, что любая рассматриваемая порода (локальная проба) расслоенного интрузива формировалась на фоне некоторой общей масштабной картины конкретного этапа, внутри этого этапа необходимо выделить интересные области с особым режимом, который может быть отражен в итоге в специфическом облике пород и геологии объекта. В качестве примера (рис. 1) ниже приведен этап, условно соответствующий примерно первой трети времени существования Йоко-Довыренского массива (отталкиваясь от целого разреза тела), когда формировалась толща дунитов. Можно предположить, что данная схема в целом концептуально отражает этап образования рассматриваемых в работе кумулатов всех трех массивов. Для данной стадии характерно наличие уже прогретой внешней среды, возможны продолжающаяся амальгамация камеры, то есть поступление новых порций магмы, существование свободного объема магмы, кристаллизация у кровли, компакция и так далее.

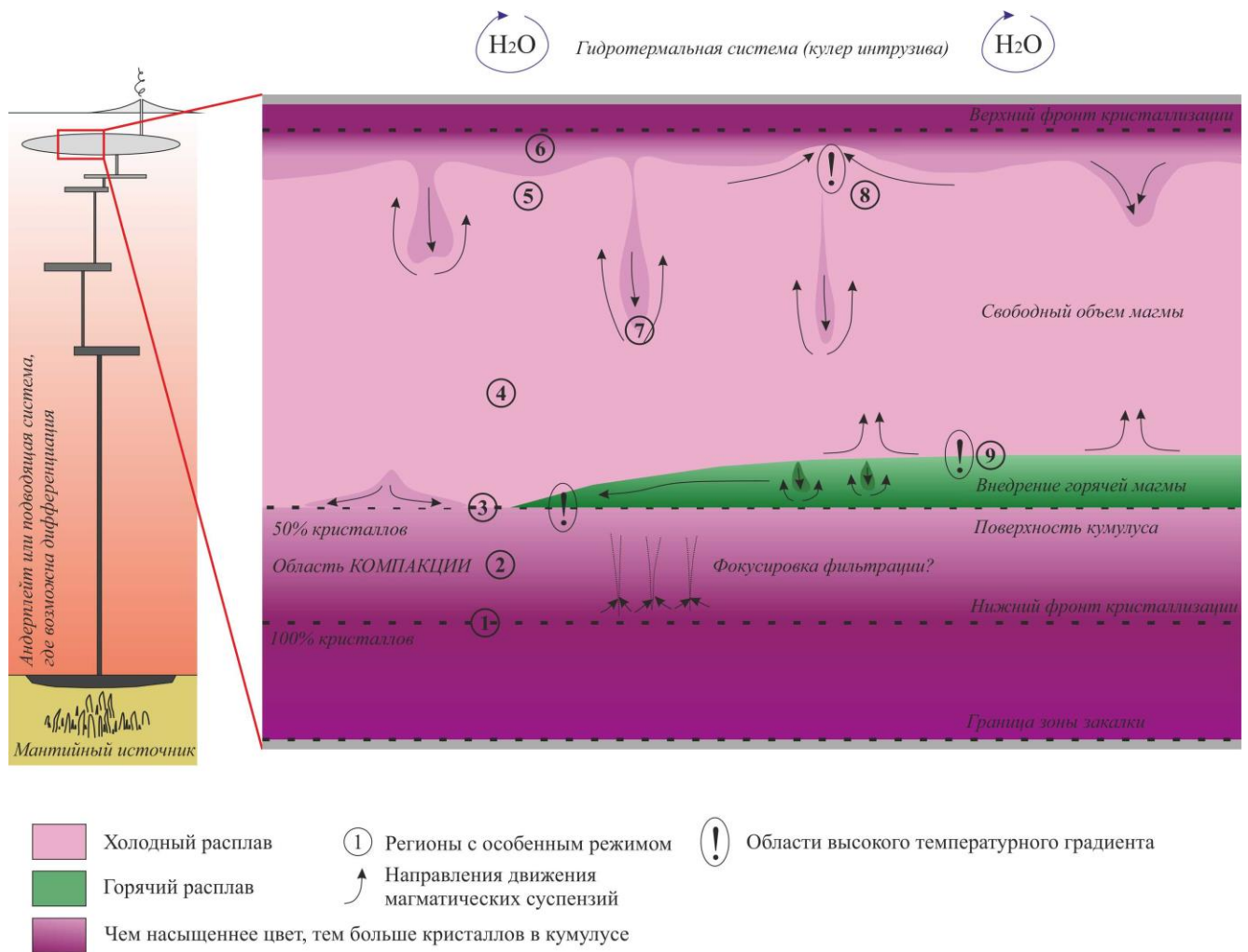


Рис. 1. Принципиальная схема магматической камеры на этапе существования свободного объема и ее основных областей с различными динамическими режимами и проявленными процессами. Цифрами обозначены: 1 – нижний фронт кристаллизации, который с одной стороны делает невозможной дальнейшую компакцию, с другой меняет тепловое поведение среды; 2 – область между нижним фронтом кристаллизации и поверхностью кумулуса, которая испытывает компакцию, когда происходит отгонка порового расплава вверх путем фильтрации в кристаллическом каркасе; 3 – поверхность кумулуса, которая с одной стороны является местом накопления нисходящих суспензионных потоков с кровли, с другой – по нему возможно растекание горячей плотной магмы, внедренной в камеру; 4 – свободный объем магмы, который содержит некоторое количество кристаллов; 5 – граница верхнего пограничного слоя; 6 – верхний пограничный слой, который периодически срывается в виде суспензионных потоков. В этом слое, стоит ожидать скопления летучих; 7 – сорвавшийся суспензионный поток, который на пути следования, вероятно, лишь ограниченно перемешивается с магмой основного объема; 8 – область высокого температурного градиента, образуемая при контакте между магмой камеры и более холодной частью пограничного слоя, обнаженной после его срыва; 9 – область высокого температурного

градиента на границе внедрения горячей магмы в более охлажденную камеру. Данная область может быть одним из немногих триггеров тепловой конвекции в камере, которая, в свою очередь, может способствовать поддержанию высокого температурного градиента.

Так как физически проникнуть в магматическую камеру пока практически не удавалось, на рис. 1 дано предельно упрощенное представление о гипотетических процессах в ней. Существуют лишь единичные прямые наблюдения поведения больших объемов расплава в интрузивных условиях. К наиболее хорошо изученным таким объектам можно условно отнести Гавайские лавовые озера (Kirkpatrick, 1981) и искусственную «магматическую камеру» объемом 4.8 м^3 , полученную в результате плавления рыхлых отложений с использованием электронагрева (Dunbar, et al., 1995). На этот эксперимент потребовалось 29 МВтЧ электроэнергии. В недавнем прошлом были открыты несколько ныне существующих магматических камер на глубинах порядка 2 км: камера Пуна (Гавайи), Крафла (Исландия) и Мененгаи (Кения). Первые буровые работы в районе камеры очага Крафла проводились в 2009 году, когда здесь были достигнуты частично расплавленные участки (Elders et al., 2011). При этом нижние 10 м скважины оказались заполнены стекловатым материалом риолитового состава. Один из интересных результатов бурения 2009 года состоит в том, что было подтверждено повышенное давление флюидов на границе камеры и гидротермальной системы относительно гидростатического для такой глубины (2104 м). На 2024 год планировалось первое целенаправленное научное бурение с тем, чтобы достать непосредственно до расплава под кровлей и изучить его поведение. Летом 2024 года на сайте проекта «Krafla magma testbed» начало активного бурения уже было перенесено на 2026 год. В 2005 году открыта камера Пуна, которая, как и Крафла, была обнаружена случайно при бурении геотермальной скважины. Ее неожиданно залило дацитовым расплавом на глубине 2488 м (Terplow et al., 2009). Камера Мененгаи, где тоже подтверждается наличие свободной магмы на сходной глубине (Holmgeirsson et al., 2018), также располагается под геотермальным полем.

1.1.3. Общее представление о моделировании магматических камер

На современном этапе представления о динамике магматических камер базируются на различных физических оценках и моделях, опирающихся на механику сплошной среды (Connolly, Podladchikov 1998, 2007, 2015; McKenzie, 2011) и аналоговые эксперименты (Huppert, Sparks, 1988). Можно перечислить некоторые примеры явлений, динамика которых изучалась путем моделирования: образование зоны закалки и нижней приконтактной зоны (или нижней реверсии) (Френкель и др., 1988), инкрементное заполнение объема камеры (Annen et al., 2008; Annen, 2011; Batanova et al., 2005; Huppert, Sparks, 1980), конвекция в

объеме магмы (Lavorel, Le Bars 2009; Patočka et al., 2020), поведение верхнего пограничного нестабильного слоя с осаждением кристаллов периодическими плюмами (Brandeis, Jaupart 1986; Трубицын, Харыбин, 1997; Dufek, Bergantz, 2007) или непрерывным «дождем» (Френкель, 1995; Симакин, Трубицын 1998), компакция кристаллической каши (McKenzie 1984; Boudreau 2003; McKenzie, 2011; Ariskin et al., 20236), фракционирование с участием компакций и кристаллизации в кумулусе (Kuritani, 2009), магматический метасоматоз в компактирующей каше (Френкель, 1995; Boudreau, 2003), образование зон разуплотнения в кумулусе за счет теплового перехлеста (Лавренчук, 2006) или за счет образования волн пористости (Connolly, Podladchikov, 2007), участие гидротермальной системы в охлаждении камеры (Simakin, Bimdeman, 2022).

Химическая составляющая эволюции магматических систем изучается с помощью равновесной термодинамики (Френкель, 1995; Ghiorso, Sack 1995; Арискин, Бармина, 2000). Это позволяет оценить температуру магмы, ее фазовый состав, возможный путь эволюции состава расплава и кристаллов в случае понижения температуры или сброса давления. Однако данный подход не учитывает кинетику и ее ограничения при переходе из одного состояния системы в другое. При этом именно кинетика устанавливает связь между динамическим поведением системы и петрографическим портретом породы. Последний включает гранулометрию, форму кристаллов и их зональность. Петрографический портрет формируется в ходе процессов кристаллизации, растворения и накладывающегося движения кристаллов и расплава относительно друг друга. Все эти процессы неразрывны и происходят одновременно, но проявляются в разной степени в зависимости от условий. В качестве иллюстрации представлена схема (рис. 2), на которой отражены характерные масштабы времени и расстояния для различных динамических и химических процессов, происходящих в магматической камере. Благодаря совпадению масштаба времени для них, петрографический портрет при правильном описании кинетики, может использоваться как инструмент для расшифровки всей истории становления интрузива.

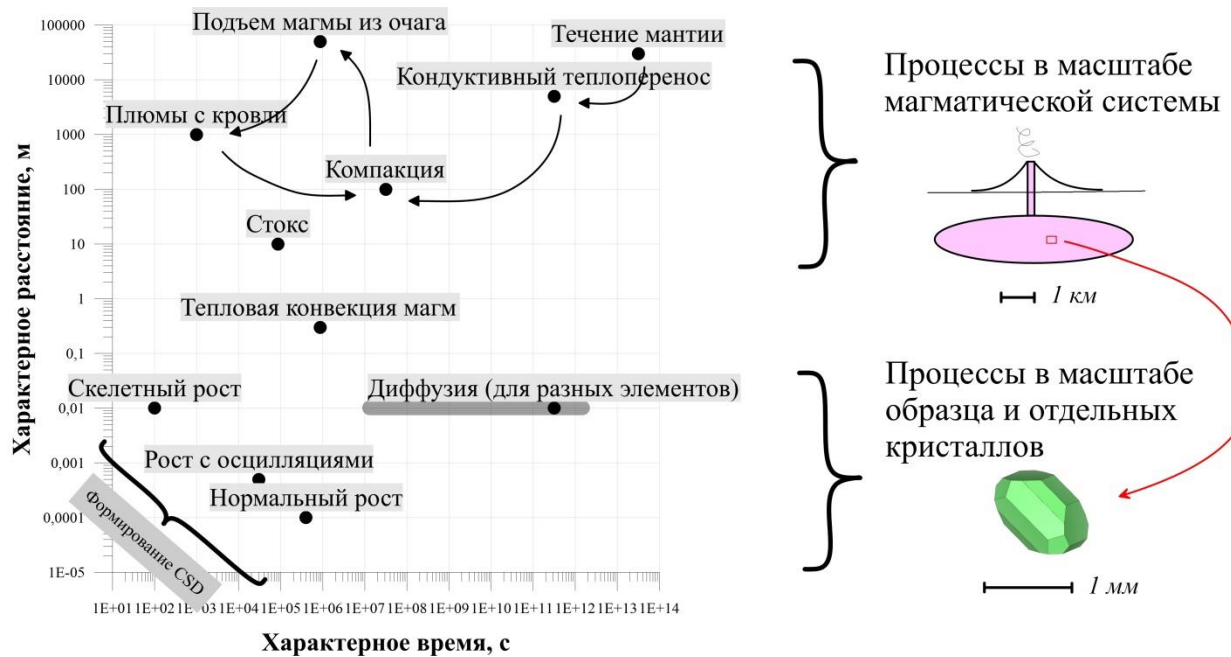


Рис. 2. Предполагаемые временные масштабы для различных процессов на двух основных рассматриваемых масштабах – отдельного образца и магматической системы в целом. В верхней части рисунка стрелками указана примерная последовательность процессов при функционировании магматической системы, которая, как минимум, дважды проходит через этап компакци. В первый раз компакция происходит в магматическом очаге при сегрегации расплава, во второй раз – в магматической камере. Характерное расстояние для Стоксовского оседания, дано исходя из расчетной скорости для 1 мм кристалла в магме вязкостью 100 Па*с. Для тепловой конвекции даны параметры характерные для превышения критического значения числа Релея в слое при $\Delta T = 100^\circ\text{C}$ и той же вязкости.

1.2. КИНЕТИКА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И РАСТВОРЕНИЯ

Образование кристаллических популяций контролируется двумя параллельными процессами нуклеацией, или зарождением минеральной фазы, и ее ростом. Оба процесса происходят с конечной скоростью, которая зависит от многих параметров.

1.2.1. Скорость нуклеации твердой фазы

Нуклеация в первом приближении описывается классической теорией нуклеации (КТН) (Volmer, Weber, 1926; Becker, Doering, 1935; Frenkel 1946), в которой зарождение новой фазы понимается как результат разницы положительного энергетического эффекта за счет образования поверхности раздела (γ – удельная поверхностная энергия) и отрицательного за счет образования объема фазы (ΔG_V). Далее (Kirkpatrick, 1981) дается база относительно КТН. Для шара энергетический эффект записывается в виде:

$$\Delta G_r = \frac{4}{3}\pi r^3 \Delta G_V + 4\pi r^2 \gamma \quad (1)$$

Максимум данной функции соответствует размеру критического зародыша $r^* = -2\gamma/\Delta G_V$. Энергия критического зародыша соответственно равна:

$$\Delta G_c = \frac{16}{3}\pi \frac{\gamma^3}{\Delta G_V^2} \quad (2)$$

Равновесная концентрация критических зародышей равна:

$$N_{r^*} = N_V e^{-\frac{\Delta G_c}{RT}} \quad (3)$$

где N_V – количество атомов в единичном объеме среды. Для конденсированной системы, которой является расплав, согласно теории переходного состояния или теории активированного комплекса, вероятность (P), с которой дополнительные атомы будут присоединяться к имеющему критический радиус зародышу, равна:

$$P = e^{-\frac{\Delta G_a}{RT}} \quad (4)$$

Тогда частота ν^* прикрепления атомов к кластеру равна:

$$\nu^* = n\nu e^{-\frac{\Delta G_a}{RT}} \quad (5)$$

где n – количество атомов рядом с зародышем (10-100), $\nu = kT/h$ частота, с которой атомы атакуют барьер. Тогда, общая скорость нуклеации в стационарном режиме выразится так:

$$I = n\nu N_V e^{-\frac{\Delta G_a + \Delta G_c}{RT}} \quad (6)$$

Эта зависимость качественная, то есть повторяет экспериментальные зависимости по форме (функция растет с переохлаждением, достигает пика и затем убывает), но не годится для количественного предсказания скоростей нуклеации. Следующие обстоятельства усложняют картину и для построения рабочей модели требуется их учет:

- (1) Существует задержка нуклеации (nucleation delay), которая согласно экспериментам (Gibb, 1974) обратно пропорциональна переохлаждению при его небольших значениях:

$$\text{delay}(I) \sim \frac{1}{\Delta T} \quad (7)$$

Однако, при достаточно больших переохлаждениях, она должна снова возрастать, за счет уменьшения значения нуклеации в стационарном режиме. Это важное свидетельство в пользу того, что при увеличении переохлаждения стационарное значение интенсивности нуклеации I_0 устанавливается за конечное время τ :

$$I = I_0 e^{-\frac{\tau}{t}} \quad (8)$$

(Donaldson, 1979) показал, что время задержки прямо пропорционально степени перегрева выше ликвидуса в начале эксперимента. Однако, если иметь дело с не перегретыми расплавами, такой зависимостью можно пренебречь. Задержка нуклеации

является причиной образования стекол, есть гипотезы о ее роли в образовании крупнозернистых агрегатов пегматитов.

- (2) Для некоторых систем, например, коллоидов экспериментально подтверждена и математически описана двухстадийная нуклеация (Zhang, Liu, 2007), когда сначала формируется аморфное переходное вещество повышенной плотности, а уже в нем происходит в некоторый момент упорядочение до кристаллической структуры и образование реального зародыша. В тех же экспериментах проявляется эффект, когда стабильный зародыш появляется не за счет присоединения к одному метастабильному кластеру частиц по одной, а агломерации сразу нескольких метастабильных кластеров, что существенно снижает энергетический барьер нуклеации. Наблюдения агломерации и многостадийной нуклеации с существенно сниженным энергетическим барьером во множестве приведены в публикации (Yoreo et al., 2017). Это понижение барьера означает уменьшение члена ΔG_c в уравнении для интенсивности нуклеации.
- (3) Оствальдовское переуравновешивание, то есть растворение мелких зерен и дорастание крупных, может менять результирующее число самых мелких кристаллов. В эксперименте с лунным составом 14310 (Nabelek et al., 1978) после стадии созревания, то есть уменьшения количества зерен, в некоторый момент после 10–20 часов эксперимента их число переставало меняться.
- (4) Существенно уменьшается скорость нуклеации в присутствии воды (Fenn, 1977), из-за чего пик нуклеации становится на 0.5-1 порядка ниже и смещается в сторону меньших переохлаждений.
- (5) Слишком грубым является приближение тонкой границы зародыша, где плотность меняется скачком. Вероятнее, он обладает некоторым переходным слоем, как предполагается при подходе с точки зрения теории функционала плотности, когда происходит постепенное, а не скачкообразное увеличение плотности. Этот подход похож на двухстадийную нуклеацию. При двухстадийной нуклеации плотность метастабильной «капли» может быть практически равной плотности зародыша с единственным отличием в отсутствии кристаллического порядка, а может иметь плотность среднюю между обычной жидкостью и кристаллом.

Альтернативой классической теории нуклеации и ее модификаций является подход с точки зрения механики сплошной среды с использованием соответствующих уравнений (Lutsko, 2017). Главная идея состоит в том, что нуклеация рассматривается как результат флуктуаций плотности в среде, что описывается с привлечением поля давления

уравнениями, изначально выведенными Ландау и названными флуктуационной гидродинамикой.

1.2.2. Скорость и механизмы роста кристаллов

Перейдем к процессу роста кристалла, который следует сразу за образованием стабильного зародыша (превышением критического радиуса). Для понимания этого процесса важно рассмотрение поведения поверхности кристалла, ее стабильности и факторов, контролирующих скорость нарастания кристаллической массы на этой поверхности, то есть **линейную скорость роста**. Она имеет размерность м/с и отвечает скорости перемещения грани вдоль нормали к ней в результате присоединения новых атомов. Скорость роста контролируется: (1) скоростью присоединения частиц к поверхности кристалла, (2) скоростью транспорта частиц из питающей среды к этой поверхности (она имеет два компонента – транспорт в расплаве на удалении от кристалла и транспорт в переходном слое, свойства которого отличаются от питающей среды), (3) скоростью отведения тепла, (4) скоростью течения расплава вокруг кристалла (Kirkpatrick., 1981). Хотя последними двумя компонентами часто пренебрегают, совсем игнорировать поток расплава в магматических системах нельзя, учитывая, что значительный период роста приходится на этап перемещения магмы, что неизбежно сопровождается и перемещением кристаллов внутри нее. При этом дворик вокруг кристалла, где концентрация питающих компонентов уменьшена, может деформироваться и иметь соответственно разный градиент.

Итак, в простом приближении рост контролируется кинетикой присоединения частиц и скоростью диффузии в расплаве. Замедление кристаллизации за счет неэффективного отвода теплоты, например, для оливина не характерно, так как коэффициенты тепловой и химической диффузии отличаются на 3 порядка и более. Теплота в силикатном расплаве рассеивается существенно быстрее концентрационного градиента (Kirkpatrick 1975; Kirkpatrick 1981),.

Наращение слоя контролируется скоростью присоединения частиц (Kirkpatrick, 1981):

$$r_a = v e^{\frac{-\Delta G'}{RT}} \quad (9)$$

и скоростью удаления частиц:

$$r_d = v e^{\frac{-\Delta G' - \Delta G_V}{RT}} \quad (10)$$

Здесь v – частота вибрации атомов, $\Delta G'$ - энергия активации, ΔG_V – химическая движущая сила, то есть разница энергии между кристаллом и жидкостью.

Комбинация этих двух уравнений дает выражение для скорости роста:

$$U = f a_0 v e^{\frac{-\Delta G'}{RT}} \left(1 - e^{\frac{-\Delta G_V}{RT}} \right), \quad (11)$$

где a_0 – толщина растущего слоя, то есть подразумевается, что рост происходит обычно не слоями в один атом, а несколькими, например, порядка размера элементарной ячейки, f – доля положений в которые атом может быть успешно захвачен, которая меняется для разных механизмов роста.

В зависимости от условий (пересыщения), структуры соединения и принадлежности грани к той или иной простой форме, то есть конкретного атомарного строения растущей грани, рост может происходить по **спиральному, поверхностной нуклеации и непрерывному механизмам**. В первую очередь механизм роста зависит от теплоты плавления вещества, то есть разницы энергии между кристаллическим состоянием и жидкостью. В веществах с малой разницей поверхности кристалла, скорее, атомно-шероховатые, и рост происходит по непрерывному механизму, когда для присоединения доступны все положения на грани и $f = 1$. Для веществ с большой теплотой плавления поверхность кристалла оказывается, скажем так, туго натянутой, атомы в кристалле сцеплены существенно сильнее, чем в жидкости и поверхность является атомно-гладкой при том же переохлаждении. Тогда рост возможен по механизму поверхностной нуклеации или спиральному. Они могут действовать и одновременно. Наиболее распространен для силикатных минералов, растущих из расплава при средних переохлаждениях (в пределах 100°C), механизм поверхностной нуклеации, как сообщалось в работе (Kirkpatrick et al., 1976), в то время как винтовой механизм свойственен только диопсиду, для которого механизм поверхностной нуклеации включается при переохлаждениях более 400°C (Kirkpatrick, 1975). Однако, например, сообщалось (Cabane et al., 2005), что согласно экспериментам по остwaldовской рекристаллизации, скорость роста оливина, по крайней мере, при малых переохлаждениях, контролируется винтовыми дислокациями, а не поверхностной нуклеацией.

Для более рыхлых граней одного и того же кристалла энергетически выгодна ситуация, когда половина мест на поверхности занята атомами нового слоя, а половина свободна (Jackson, 1958). Для плотных граней, наоборот, свойственна ситуация, когда либо на поверхности находится всего несколько атомов, либо в ней остаётся несколько дырок. Для разных простых форм одного кристалла свойственна разная ретикулярная плотность, за счет чего менее плотные грани растут по непрерывному механизму (быстро), а более плотные по механизму поверхностной нуклеации или винтовых дислокаций (медленно). В конечном сечете при больших переохлаждениях активен непрерывный механизм. Для поверхностной нуклеации при небольшом переохлаждении может происходить задержка роста, когда он вообще не происходит из-за невозможности образования двумерного зародыша.

Теоретически для разных механизмов получаются разные формы зависимости скорости роста от переохлаждения (Kirkpatrick, 1975). Ниже η – вязкость, K – некоторая константа, различная для трех уравнений.

$$\text{Непрерывный рост: } U = \frac{K\Delta T}{\eta} \quad (12)$$

$$\text{Поверхностная нуклеация: } U = \frac{K}{\eta} * e^{\left(-\frac{B}{T\Delta T}\right)} \quad (13)$$

$$\text{Винтовые дислокации: } U = \frac{K\Delta T^2}{\eta} \quad (14)$$

Эти уравнения получены выражением члена энергии активации $\Delta G'$ с применением некоторого коэффициента диффузии сквозь границу кристалл-расплав и дальнейшим использованием соотношения Стокса-Эйнштейна для коэффициента диффузии и вязкости. Они справедливы только для малых переохлаждений ($<100^\circ\text{C}$) согласно Киркпатрику (Kirkpatrick, 1981), хотя, например, наблюдения роста полиморфов плагиоклаза привели других авторов (Abe et al., 1991) к выводу о непрерывном механизме роста и показали зависимость скорости роста, характерную для уравнения выше, при переохлаждениях $50-350^\circ\text{C}$, однако данная оценка названа предварительной. Так что все индивидуально для конкретного соединения. Для каждого из уравнений выполняется условие, когда скорость роста сначала возрастает, достигает пика, а после падает в силу увеличения вязкости, которая имеет экспоненциальную зависимость от температуры.

Отметим, что этот подход, где скорость присоединения частиц связана через энергию активации с диффузией, не единственный. Существуют также выражения, где скорость присоединения пропорциональна $\sqrt{kT/M}$, где M – масса молекулы, или подход Макеева-Чернова в формализме Гинзбурга-Ландау, который касается скорости релаксации флуктуаций плотности (Sun et al., 2018). Последний уже упоминался в связи с нуклеацией. При этом, ни один из этих подходов не работает, например, в случае кристаллизации металлов из собственных расплавов. В этом случае лучше всего подходит постоянная скорость присоединения, которая может воспроизвести зависимость скорости роста никеля вплоть до пика в невероятные 70 м/с (Sun et al., 2018). Она означает, что преодоления барьера активации для упорядочения атомов в кристалл не нужно вовсе.

Механизм спирального роста оказывается быстрее поверхностной нуклеации при малых переохлаждениях, а при несколько больших они меняются (Kirkpatrick, 1981). На основании этого Сунагава (Sunagawa, 1977) предположил, что именно включение разных механизмов обуславливает разную **морфологию кристаллов**. То есть при спиральном росте образуются нормальные кристаллы, при поверхностной нуклеации хопперы или футляры, при еще больших переохлаждениях рост становится непрерывным и появляются дендриты,

сферолиты и т.д.. Однако это не справедливо, если спиральный механизм вообще не включается, как, например, у плагиоклаза, растущего из собственного расплава (Kirkpatrick et al., 1976). Хопперы в частности образуются из-за того, что пересыщение у ребер кристалла больше и там соответственно больше вероятность образования двумерного зародыша, а также новых винтовых дислокаций. Интенсивное образование зародышей близко к ребрам вместе с тем, что центр грани не успевает зарости и дает в итоге форму футляра. При этом такая нестабильность полногранной формы наступает при тем меньшем размере кристалла, чем больше переохлаждение (Kirkpatrick, 1981).

Важно прокомментировать часто произносимую фразу, что любые формы кристаллов, отличные от полногранных, обусловлены включением диффузионного механизма роста. Как было сказано выше, это не совсем строгая формулировка. Речь не о диффузионном механизме, а о том, что фактор диффузии в принципе начинает играть роль. Особенность собственно диффузионного контроля роста, когда присоединение атомов к поверхности быстрее их поступления из расплава, состоит в том, что для плоской грани невозможно установление стационарного режима, и скорость роста должна убывать со временем $\sim 1/\sqrt{t}$, чего не наблюдается в экспериментах (Kirkpatrick, 1981). Вместо этого как раз начинают расти дендриты и сферолиты. Таким образом, видимо, происходит установление стационарного режима, когда кристалл выпускает ветви сквозь обедненный диффузионный слой в сторону богатого расплава. В этом случае, видимо, действительно происходит смена режима поверхностного роста с поверхностной нуклеации на непрерывный, и эта граница более менее определенная, во всяком случае, теоретически. Практически же сложно найти среди вариаций форм, например, оливина точку, про которую уверенно можно было бы сказать, что именно она отвечает включению механизма непрерывного роста. Более вероятно динамическое чередование некоторых режимов, которые обуславливают дендритную морфологию. С этой точки зрения, интересен феномен зависимости расстояния между веточками дендритов от пересыщения. Чем оно больше, тем дендриты оказываются плотнее и тоньше.

Измерения скоростей роста оливина в зависимости от переохлаждения приведены во множестве работ, сводка которых дана на рис. 3. Хотя для многих минералов получены согласованные кривые с ростом, максимумом и убыванием с переохлаждением, при взгляде на данные по оливиноу закономерность просматривается слабо. И дело, вероятнее всего, в разных составах системы и условиях экспериментов, для которых получены результаты. На примере плагиоклаза (Kirkpatrick, 1981) известно, что его состав слабо влияет на положение пика роста по переохлаждению (примерно 120°C), но сильно на его высоту. От чистого анортита до An_{20} максимальная скорость роста меняется на 5 порядков. Это в большей мере

обусловлено разной вязкостью расплавов. Для оливина в целом тоже характерна максимальная скорость роста на переохлаждении порядка 100–120°C, но это выполняется далеко не для всех наборов данных. Например, для коматиитов пик достигается существенно раньше ~50°.

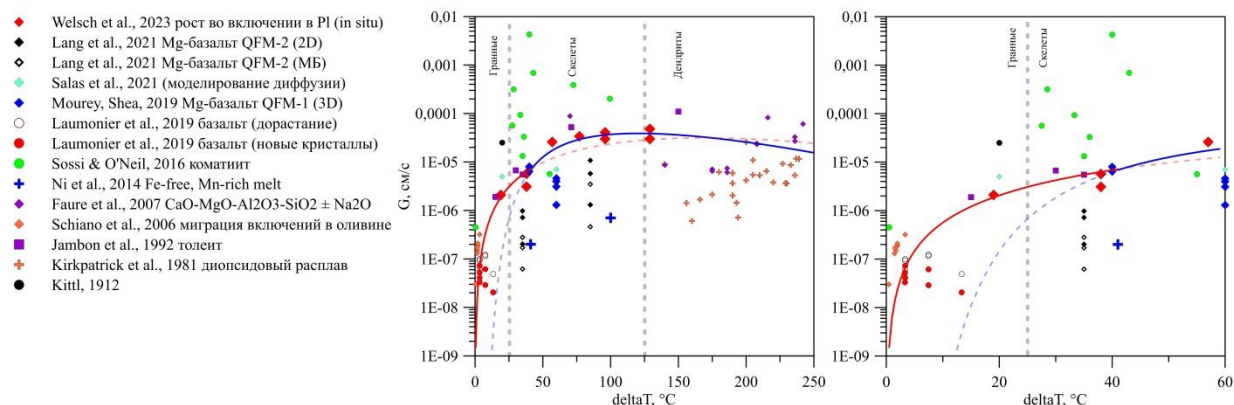


Рис. 3. Экспериментальные определения скорости роста оливина в различных системах в зависимости от переохлаждения на основе (Welsch et al., 2023) с дополнениями. Для примера даны кривые скорости роста по уравнениям для механизма винтовых дислокаций (красная) и поверхностной нуклеации (синяя).

Обращает на себя внимание пересечение нескольких наборов данных в области переохлаждения порядка 30–40°C, которое близко к переходу к скелетному росту и скачок скорости, особенно в экспериментах с коматиитами.

На рисунке приведены для примера кинетические кривые, построенные по уравнениям из публикации (Kirkpatrick., 1975) для спирального механизма ($U = K1/\eta\Delta T^2$) и механизма поверхностной нуклеации ($U = K2/\eta \exp(-B/T\Delta T)$), где $K1$, $K2$, B – в данном случае, подгоночные константы, η – вязкость, ΔT – переохлаждение. Зависимость η от температуры дана по уравнению Giordano et al. (2008) для начальной магмы Йоко-Довыренского массива из работы (Ariskin et al., 2018). Ликвидус принят за 1500°C. Важно, что каждая из двух кривых в отдельности не может повторить тенденцию зависимости скоростей роста от переохлаждения. Зато их комбинация лучше покрывает диапазон. При этом пересечение на 40°C переохлаждения неплохо повторяет тенденцию в данных, где угадывается скачок скорости роста. Пунктиром для кривой дислокационного механизма выделена область высоких переохлаждений, где он не активен, и уравнение применяться не может, а для механизма поверхностной нуклеации пунктир продолжается в область низких переохлаждений, где скорости настолько малы, что при условии существования винтовых дислокаций, рост будет контролироваться только ими. При реальной кристаллизации, вероятно, может иметь место сочетание различных режимов роста, что затрудняет аккуратное экспериментальное измерение для каждого из них, если бы он работал один.

Похожий скачок в скоростях роста проглядывается при взгляде на данные для анортита (Kirkpatrick, 1981; Abe et al., 1991). Однако в обоих случаях авторы предполагают только один механизм роста для всего исследованного диапазона переохлаждений.

В случае, если кристалл вначале растёт быстро при высоком переохлаждении, после чего следует режим медленного роста, который контролируется количеством дислокаций, скорость роста будет зависеть от предыстории кристаллизации конкретного индивида. Это может быть причиной, например, дисперсии скоростей роста при малых переохлаждениях. При несколько больших переохлаждениях дисперсия скорости роста может иметь причиной механизм осциллирующего ускорения и замедления роста кристалла, которое будет обсуждено в разделе, касающемся осцилляторной зональности.

Интересно, что примеси расширяют поле квадратичной зависимости (спиральный рост) скорости роста от переохлаждения (Чернов и др., 1980, с. 129).

Для диапазона очень малых переохлаждений меньше первых градусов экспериментальное определение скорости роста и нуклеации затруднено. Однако, если известен механизм роста при чуть больших переохлаждениях данные можно аппроксимировать до нуля (Kirkpatrick, 1981).

1.2.3. Переменная скорость роста и осцилляторная зональность

Во многих минералах выделяется ритмическая зональность, которая делится на циклическую и осцилляторную. Циклическая зональность – более высокого порядка и может содержать в себе осцилляции в разном количестве. Собственно осцилляторная зональность широко распространена в минералах различного происхождения, в том числе магматического – оливин, пироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, циркон, кварц и т.д. Она может включать вариации главных компонентов, тогда зоны будут сильно отличаться по молекулярному объёму, может проявляться в распределении примесей, а также дефектов и включений. Профиль концентрации обычно варьирует между двумя крайними значениями, то есть является бимодальным, а форма зубьев асимметрична (Shore, Fowler, 1996).

Исторически существует две точки зрения на происхождение осцилляторной или ритмической зональности в магматических минералах. С одной стороны, она может быть приписана, ритмичному изменению внешних условий, например, при участии кристалла в конвекции и смешивании; а с другой, являться продуктом особенного режима роста кристалла. В работе (Shore, Fowler, 1996) авторы пришли к выводу, что появление зональности в результате изменений внешних условий, как при конвекции, слабо доказуемо. Быстрая потеря летучих возможна, но вот их накопление или изменение температуры,

конечно, буферизуются скоростью тепловой и химической диффузии. Изменение пересыщения при конвекции за счет изменения давления в принципе возможно. При этом dT/dP для ликвидуса, например, оливина не велик ($\sim 5^\circ\text{C}/1$ кбар). Это значит, что при размере конвективной ячейки предположим в 100 м, изменение переохлаждения будет всего $0,17^\circ\text{C}$. Такие значения не дадут заметного изменения скорости роста, и не факт что вообще как-либо могут на нее повлиять. Скорость роста для получения осцилляций должна меняться существенно, и, возможно, вообще падать до нуля (Симакин, 1983).

По прямым наблюдениям за кристаллизацией салола известно, что в некоторых условиях скорость роста может осциллировать, кристаллы растут, пульсируя (Шубников, Мокрушин, 1921; Григорьев, Жабин, 1975). Однако конкретный механизм и причины осцилляций остаются предметом изучения. Работы, объясняющие осцилляции скорости роста без изменения внешних факторов системы для получения явления осцилляторной зональности, суммированы в обзоре (Shore, Fowler, 1996).

Задержку роста в условиях механизма поверхностной нуклеации Сибли (Sibley et al., 1976) видит причиной возникновения осцилляций в плагиоклазе. Рост начинается только по достижении некоторого конечного переохлаждения, а пока он не происходит, градиент состава у границы растущего кристалла успевает рассеяться. Авторы связали этот механизм с концентрационным переохлаждением (в смысле формирования и рассеяния градиента). Также авторы отметили, что ширина зон и амплитуда вариаций концентраций обратно пропорциональна скорости диффузии и, соответственно, прямо пропорциональна ширине диффузионной зоны. Концентрационное переохлаждение, кстати говоря, вероятно, отвечает за появление сферолитов (Kirkpatrick, 1975). В работе (Tsune, Toramaru, 2007) развивается модель (Sibley et al., 1976), однако к ней добавляется вариабельность поверхности кристалла: плоская (как у Sibley et al., 1976) и атомно-шероховатая. Диффузионный слой принимается постоянной мощности. В работе (Haase et al., 1980) ключевым моментом, порождающим осцилляции, является двузначная зависимость скорости роста от переохлаждения. В работе (Allegre et al., 1981) излагается представление, согласно которому скорость роста кристалла реагирует на изменение состава питающей среды с некоторой задержкой. То есть, как и с нуклеацией, для которой задержка экспериментально хорошо известна, для установления стационарной скорости роста тоже предполагается некоторый временной лаг.

Периодическое накопление и рассеяние примеси учитывает модель А.Г. Симакина (1983). Это приводит к колебательному режиму роста с периодическим замедлением вследствие отравления центров роста примесью. Здесь, чем медленнее растут отравленные грани, тем с большей эффективностью рассеивается примесь ближней диффузией, и в итоге рост ускоряется. В одном из вариантов решения уравнений форма зональности плагиоклаза по

содержании Al похожа на природную. Дополнительный вывод состоит в том, что колебательный характер роста свойственен для переходного между кинетическим и диффузионным ростом и соответствует переохлаждениям до 10 градусов для диопсида, согласно оригинальным экспериментам (Симакин, 1983). Осцилляторную зональность по примесям в кальците рассмотрели Вонг и Мерино (Wang, Merino, 1992). Они предположили, что быстрый рост кристалла сопровождается адсорбцией выделяющегося H^+ на поверхности, что способствует отталкиванию таких ингибиторов как Mn^{2+} . Это, в свою очередь, ускоряет рост. Кальций в диффузионном слое истощается и рост замедляется. Поверхность приобретает отрицательный заряд и примесь (Mn^{2+}) может входить наиболее эффективно. Модель работает только в присутствии ингибитора и при условии большого отклонения от равновесия (когда способность входить в решетку для Ca^{2+} в отличие от Mn^{2+} не может корректироваться адсорбированным водородом). Вслед за (Wang, Merino, 1992) зональность в кальците с позиции динамического хаоса продолжили изучать Брыксина и Шепелев (1997). Работа по осцилляторной зональности (Torii, Miura, 2024) развивает многолетние наработки этих авторов и касается эффекта отравления грани примесями, смоделированного методом монте-карло.

В качестве причины появления осцилляций роста предлагалось явление локальной конвективной неустойчивости образующегося у кристалла переходного слоя жидкости (Loomis, 1982). Отклонение плотности переходного слоя от значения для раствора на удалении от кристалла приводит к периодическому удалению данного слоя. Влияние хаотического перемешивания магм рассмотрено в (Perugini et al., 2005). Перемешивание может иметь хаотический характер во вполне строгом смысле, в случае турбулентного течения. При этом у авторов не обсуждается механизм роста, а вводится некий потенциал роста, значение которого пропорционально в данной точке концентрации нутриентов, полученной в результате диффузионного обмена между двумя жидкостями, смешивающимися хаотически.

Не идеальный, часто шумовой характер осцилляторной зональности магматическим минералов приводит к, кажется, наиболее правдоподобному выводу, что такая зональность контролируется сочетанием двух факторов – нелинейной динамикой кристаллизации и хаотическими флуктуациями внешних условий, например, в результате смешивания магм (Holten et al., 1999). Эти авторы отметили, что, несмотря на происхождение зональности в результате нелинейной динамики роста отдельного кристалла, внешний шум может синхронизировать паттерны зональности между разными индивидами. Действительно, относительно большое переохлаждение, которое должно быть достигнуто для включения

осцилляторного режима роста, должно продуцироваться некоторым внешним фактором и не может поддерживаться абсолютно постоянным в природных условиях.

Так как для каждого отдельного кристалла в популяции осцилляции скорости роста имеют индивидуальный характер, а от общих условий в системе зависит только их амплитуда и период, осцилляции неизбежно должны приводить к дисперсии скорости роста в популяции.

1.2.4. Скелетный рост

Феномен скелетного роста представляет собой результат неустойчивости растущего кристалла в условиях высоких пересыщений. Он может проявляться для большинства интересующих нас минералов, например, для хромита в офиолитах (Prichard et al. 2015) и предполагается для лопарита (Mikhailova et al., 2023). Незатухающий интерес вызывает скелетная кристаллизация оливина. В работах (Donaldson 1976; Faure et al. 2003; 2007; Welsch et al., 2023) приведены эксперименты по его кристаллизации, которые демонстрируют сильную зависимость формы кристалла от переохлаждения. При росте оливина во включениях в плагиоклазе (Welsch et al., 2023) образование неполногранных кристаллов наблюдалось при переохлаждении 38°C, при переохлаждении 19°C рос полногранный вытянутый кристалл. В экспериментах (Mourey, Shea, 2019) образование кристаллов с полостями (со скелетными фосфорными ядрами) происходило при переохлаждении в 25°C. Согласно работам (Donaldson 1976; Jambon et al. 1992) переохлаждение для скелетного роста должно превышать 10–20°C и 30°C соответственно. Пластинчатый (tabular) оливин характерен для переохлаждения ~50°C (Faure et al., 2003). Сильно удлинённый оливин, часто характерный для базальтов занимает промежуточное место между скелетным и сферолитовым или перьевым и может отвечать переохлаждению до 100°C (Donaldson 1976).

Первоначальный этап скелетного роста своим результатом дает кристалл с углублениями на поверхности. Благодаря транспорту в адсорбционном слое на поверхности кристалла, при наличии на поверхности кристалла незалеченных макроскопических дефектов, рост остальных граней останавливается до залечивания этих дефектов. (Процессы реального кристалло-образования, 1977). Также есть зависимость скорости роста грани от присутствия других граней более высоких индексов. Таким образом, после окончания этапа скелетного роста, максимальный диаметр кристалла в предельном случае вообще может не возрастать до достижения полногранной выпуклой формы. Поиск в литературных источниках на предмет эволюции распределений при условии зарастания скелетов не дал результата. Как будет видно при обсуждении природных данных, учет начального скелетного этапа кристаллизации необходим, так как он может существенно влиять на форму CSD.

1.2.5. Растворение

Растворение, как и рост, является процессом, который контролируется кинетикой поверхности кристалла, скоростью диффузии вокруг него и симметрией среды, где происходит растворение (Козлова, 1980). Растворяющийся кристалл может принимать вогнутые и даже дендритовые формы, при этом сохраняя специфическую огранку. При малом перегреве основным источником ступеней растворения являются ребра, за счет чего кристалл приобретает округлую форму. При больших перегревах значительную роль начинают играть дефекты и включения. Они служат появлению неправильных форм, ямок и заливов растворения. При больших перегревах, когда контроль переходит к диффузии в расплаве становится важным эффект симметрии среды. В тоже время более интенсивно растворяются маленькие кристаллы по сравнению с большими (Чернов и др., 1980, с. 230).

1.2.6. Кинетическая зональность оливина по фосфору

Перечисленные выше аспекты сложной истории роста (осцилляции скорости роста, скелетный рост, растворение зерен) могут быть выявлены в распределении включений или химической зональности кристалла. Последняя в зависимости от минерала и характера зональности может быть выявлена при картировании химического состава, съемке во вторичных электронах или с использованием катодолюминесценции. В диссертации Мюллера (Müller, 2000) на примере кварца методом катодолюминесценции выявлена сильно развитая осцилляторная зональность, скелетный рост от ребер, растворение и захват включений. Работа сопровождается анализом распределения по размеру.

В оливиновых кумулатах химическая зональность часто имеет слабо выраженный характер в силу длительного процесса переуравновешивания составов минералов при высоких температурах. Только в вулканитах в оливине сохраняется зональность фенокристов по основным элементам (Mg, Fe, Si). На важность зональности оливина при интерпретации CSD обращали внимание, например, (Maaloe et al., 1989). Что касается примесных элементов, то некоторые из них с очень низкой скоростью диффузии в кристалле (P^{5+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+}) могут сохранять свое неоднородное распределение в оливине при высоких температурах более длительное время, характерное для выдержки в условиях интрузивов. Фосфор обладает самой низкой скоростью диффузии в оливине, на порядок ниже, чем у Al^{3+} , Cr^{3+} и на 4-5 порядков, чем у Fe^{2+} и Mg^{2+} . Поэтому, если образуется его неравномерное распределение в кристалле, оно сохраняется и в эффузивных и в интрузивных породах. Концентрации фосфора в природном оливине могут быть как предельно низкими, ниже пределов обнаружения зонда (0.005-0.001 мас. % P), так и достигать 4-5 мас. % P_2O_5 в фосфористом оливине палласитов и более 10 мас. % P_2O_5 в

мышьяковистом оливине фумаролы Арсенатная (Shchipalkina et al., 2019). Таким образом, емкость структуры оливина в отношении фосфора достаточно высока, т.е. кинетический захват происходит легко. Обычно в магматических оливинах содержание P_2O_5 не превышает первых десятых мас. %.

На основе экспериментов по кристаллизации оливина гавайских базальтов (Milman-Barris et al., 2008; Shea et al., 2019) показано, что обогащение оливина фосфором неразрывно связано с быстрым ростом при переохлаждении от 20°C (Shea et al., 2019). Относительно механизма избыточного захвата фосфора по отношению к равновесной концентрации количественной модели не построено (Shea et al., 2019). Простое обогащение приграничного слоя расплава не достаточно для объяснения наблюдаемых концентраций (Milman-Barris et al., 2008), то есть наблюдается избыточная адсорбция фосфора при специфическом режиме роста.

Фосфор P^{5+} входит в тетраэдрическую позицию на место Si^{4+} с образованием вакансии по схемам $4^{IV}P^{5+} + ^{IV}[] = 5^{IV}Si^{4+}$ (Agrell et al., 1998) или $2^{IV}P^{5+} + ^{VI}[] = 2^{IV}Si^{4+} + ^{VI}M^{2+}$ (Boesenberg et al., 2004). Дополнительный механизм предполагает участие трёхвалентных катионов: $^{IV}P^{5+} + 2^{VI}Al^{3+} + ^{VI}Cr^{3+} + 2^{VI}[] = ^{IV}Si^{4+} + 5^{VI}M^{2+}$; ко всему прочему, он может дополняться вхождением Fe^{3+} , H^+ , Na^+ , Li^+ (Milman-Barris et al., 2008). Учитывая, что существует самый простой первый механизм замещения, вероятно, в зависимости от постростовой истории оливина и из-за разной скорости диффузии различных катионов механизм замещения может преобразовываться.

Зональность природного оливина по примесным элементам, в первую очередь, фосфору изучена в природных образах базальтоидных эффузивных пород (Milman-Barris et al., 2008; Welsch, et al., 2014, 2012; de Maisonneuve et al., 2016; Gordeychik et al. 2018; Bradshaw et al., 2018; Ersoy et al. 2019), кимберлитов (Sobolev et al. 2015; Howarth, Gross, 2019), интрузивных мафит-ультрамафитов (Welsch et al., 2014; Xing et al., 2017; Mao et al. 2022; Xing et al. 2022; Xing et al. 2023), мантийных перидотитов (Mallmann et al., 2009), возгонах фумарол (Shchipalkina et al., 2019), хондритах (McCanta et al., 2008; McCanta et al., 2016) и марсианских метеоритах (Milman-Barris et al., 2008), лунном грунте (Демидова и др., 2018). Наиболее широко картирование содержаний фосфора проводилось для эффузивных пород. Данные для интрузивных обстановок и мантии представлены в публикациях (Welsch et al., 2014; Xing et al., 2017; Mao et al. 2022; Xing et al. 2022; Xing et al. 2023). В деталях зональность оливина расслоенных интрузивов практически не изучена.

Первичная фосфорная зональность оливина, фиксируемая в плоских сечениях, бывает различных типов: скелетная, осциляторная, секториальная (Milman-Barris et al., 2008). Осциляторную зональность (Milman-Barris et al., 2008) связывают со специфическим

режимом роста, хотя для некоторых случаев не исключается роль смещения магм или извержений. В оливине из базальтоидов Piton de la Fournaise (Welsch et al, 2012) зональность была интерпретирована, в том числе с привлечением наблюдений кристаллов из этих пород, имеющих незалеченные полости. Уэлш с соавторами сделали вывод о том, что все обогащенные фосфором зоны должны отмечать ребра. В этом случае, концентрические замкнутые обогащенные зоны (осцилляторная зональность) будут наблюдаться в единственном сечении параллельном 001 через центр кристалла. По наблюдениям Уэлша (Welsch et al, 2012) сложно сделать однозначный вывод бывает ли в оливине собственно осцилляторная зональность, образуемая при росте полногранного кристалла. В других случаях (например, Gordeychik et al., 2018; Bradshaw et al., 2018; Ersoy et al. 2019) видна отчетливо, особенно прекрасный осцилляторный кристалл в работе (Xing et al. 2022).

Нарушенная зональность может выражаться в присутствии явно оплавленного выпуклого зонального ядра с каймой бедной фосфором. Если обедненные зоны образуют углубления в кристалле (секут зональное ядро вглубь), они могут быть связаны как с растворением зерен (Manzini et al. 2017; Xing et al., 2017), так и быть последствием несформированных расплавных включений (Milman-Barris et al., 2008).

Зональность по фосфору в оливине дунитов и лерцолитов массивов Абулангданг и Баима описана в работе (Xing et al., 2017). В идиоморфном оливине зональность проявлена довольно ярко, сильнее всего она отмечает наиболее острые ребра. Зональность характерна как для оливина плотных адкумулсных (Абулангданг) агрегатов, так и для зерен, заключенных в клинопироксеновой (Абулангданг) и титаномagnetитовой (Баима) матрице. Причем паттерны в двух разных массивах разные. Для оливина из Ti-магнетитовых руд авторы предположили, что он имеет двухстадийную историю кристаллизации. Так, вначале были образованы скелетные ядра, докристаллизованные до полногранных кристаллов, после они претерпевали растворение и последующие зарастание с образованием безфосфорных заливов. Такое же растворение (Xing et al., 2022) подтвердили в магнетит-ильменитовых рудах интрузива Септ-Иль. Данные авторов свидетельствуют о широком распространении в интрузиве как скелетно-осцилляторных ядер в оливине, так и заливистого растворения. Растворение оливина авторы отнесли на счет фильтрации продвинутого неравновесного с оливином и богатого железом расплава, образованного в результате несмесимости в силикатной жидкости. Ту же идею авторы развили для троктолит-титаномagnetитовой расслоенности интрузива Баима (Xing et al., 2023).

Для интрузивов Пойи, Поши, Хуангшаньян, Хуангшаньси, Каталонгке в ряде случаев наблюдалась корреляция обогащения оливина фосфором и литием (Mao et al., 2022). К сожалению, авторы не уточняют, из каких именно пород в этих интрузивах происходят

изученные образцы. Прекрасная осцилляторная зональность была обнаружена ими в оливине интрузива Каталонгке.

Наличие в интрузивном оливине во многих кристаллах скелетных ядер или иных форм обогащения фосфором свидетельствует об относительно высоких переохлаждениях на некотором этапе кристаллизации, что ставит под сомнение тезис об исключительно низких переохлаждениях, свойственных для интрузивного процесса (Kirkpatrick, 1975; Симакин, 2005).

Из условий, которые затрудняют определение условий кристаллизации по зональному распределению фосфора, можно назвать влияние величины и длительности перегрева расплава выше ликвидуса (First et al., 2020 и ссылки внутри).

1.2.7. CSD и уравнение баланса популяции

В результате сочетания нуклеации и роста образуется распределение кристаллов по размеру или в англоязычной литературе CSD – crystal size distribution. Для магматических и метаморфических пород, а часто и в химической инженерии, его принято строить в координатах натурального логарифма плотности популяции (ПП) от линейного размера кристаллов (рис. 4). Аналитически такая зависимость является производной интегральной функции распределения по размерам $N(L)$, объемного содержания числа кристаллов размером менее L :

$$n(L) = \frac{dN(L)}{dL} \quad (15)$$

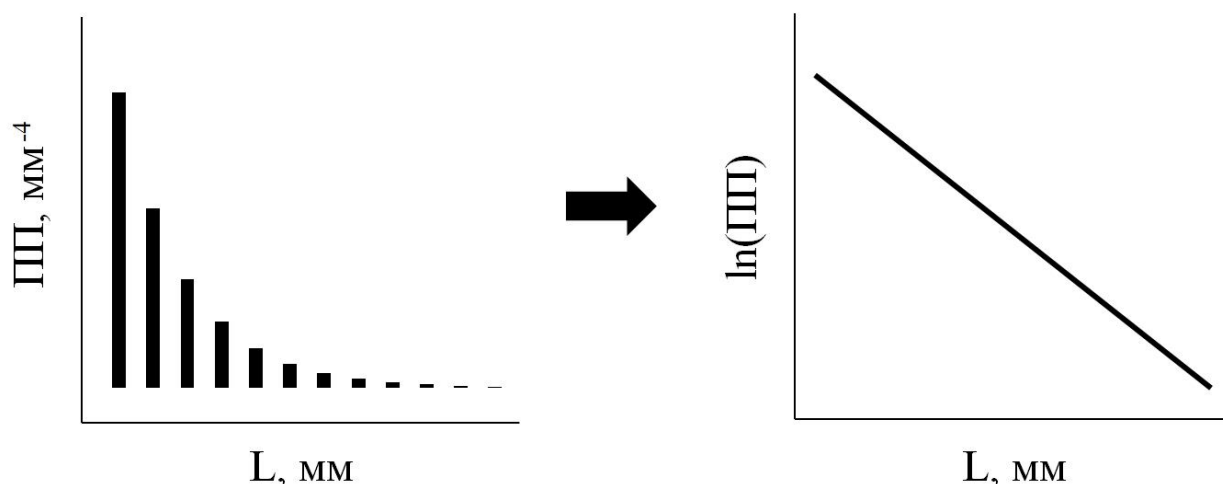


Рис. 4. Экспоненциальное распределение кристаллов по размеру, представленное в обычной форме (гистограмма) и представленное после взятия логарифма в виде линейной функции (логлинейное распределение) удобной для анализа.

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.

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. В настоящей работе обсуждаются в основном особенности распределений, образующихся при кристаллизации или растворении. Оценка роли механических преобразований, за исключением дробления, как правило, может быть произведена очень приблизительно.

Строго эволюция CSD в приближении шаров описывается дифференциальным уравнением баланса популяции (Соболев и др., 2023), которое может быть записано, например, в следующей форме:

$$\frac{\partial n(r,z,t)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial r} \left(nU(r,t) - D \frac{\partial n}{\partial r} \right) + \frac{\partial n(V_{conv,i} + V_{s,i}(r))}{\partial z_i} = 0, \quad (16)$$

суммирование по i . Полное уравнение для функции распределения по размерам включает член седиментационного (V_s) и конвективного (V_{conv}) переноса и дисперсию скорости роста, приводящую к диффузии плотности распределения (Randolph, White, 1977). Диффузионный член возникает в случае случайного характера зависимости скорости роста от времени при малых переохлаждениях. Это явление плохо исследовано и, если в первом приближении можно ограничиться чисто гиперболическим уравнением, при равенстве 0 конвективной скорости, тогда получим уравнение:

$$\frac{\partial n(r,z,t)}{\partial t} + \frac{\partial nU(r,t)}{\partial r} + \frac{\partial nV_s(r)}{\partial z} = 0, \quad n(0,z,t) = I(z,t)/U(z,t) \quad (17)$$

I – скорость нуклеации, U – линейная скорость роста. Первые решения для функции распределения в верхнем погранслое с осаждением кристаллов получены в (Симакин, Трубицын, 1998), но решение не годится для непосредственного применения. Дальнейшее упрощение – пренебрежение пространственной координатой:

$$\frac{\partial n(r,t)}{\partial t} + \frac{\partial U(r,t)n}{\partial r} = 0, \quad n(0,t) = I(t)/U(t) \quad (18)$$

Решения уравнения в этой форме описывают явление Оствальдовского созревания (Lifshitz, Slyozov, 1961) и созревания в серии событий растворения и роста (Simakin, Bindeman, 2008). Принимая, что скорость роста не зависит от размера кристалла, и, пренебрегая дисперсией, получим простейшую форму уравнения

$$\frac{\partial n(r,t)}{\partial t} + \frac{U(t)\partial n}{\partial r} = 0, \quad n(0,t) = I^*(t)/U(t), \quad (19)$$

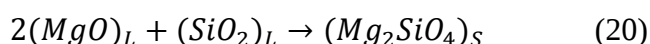
с поправкой (*) на изменение объема расплава при большой степени кристаллизации. В этой форме решение уравнения всесторонне рассмотрено в (Marsh, 1998), оно же отвечает классическому выражению Джонсона-Мела-Авраами-Колмогорова (Колмогоров, 1937). Оно

строго может быть применимо, например, для случая девитрификации стекла, когда объем системы постоянен и много больше размера зародышей, зародыши появляются в объеме равномерно и случайно, форма кристаллов одинакова, скорость роста не зависит от размера, а кристаллы и зародыши неподвижны.

Как видно, уравнение баланса популяции включает в качестве граничного условия отношение скорости нуклеации и скорости роста. Чтобы в качестве граничного условия иметь скорость потери тепла системой (и далее при желании перейти к тепловой задаче) нужно рассмотреть более сложные модели, которые включают теплоемкость, теплоту кристаллизации, фазовую диаграмму и параметризацию нуклеации и роста от переохлаждения (Kirkpatrick, 1976; Dowty, 1980; Spohn et al., 1988; Toramaru, 1991; Hort, Spohn, 1991a; Colucci et al., 2017).

1.2.8. CSD - упрощенная кинетическая модель

Упростим одну из моделей, названных выше (Spohn et al., 1988), до кристаллизации одной фазы в условиях постоянной скорости отвода тепла. Допустим, кристаллизацию форстерита можно представить как реакцию:



тогда закон действующих масс для скорости реакции приближенно имеет вид:

$$V = k * [MgO]^2 [SiO_2], \quad (21)$$

где V – скорость реакции, k – константа скорости реакции. Последняя, в общем виде, зависит от температуры и энергии активации согласно уравнению Аррениуса:

$$k = Ae^{-\frac{E_a}{RT}}, \quad (22)$$

Оно распадается на два уравнения – для скорости гомогенной нуклеации (дано выше) и скорости роста в зависимости от температуры, которые имеют похожий вид (Kirkpatrick, 1981), соответственно:

$$I(T) = I_0 e^{\frac{-\Delta G_t - \Delta G_c}{RT}}, \quad (23)$$

$$U(T) = U_0 \left(e^{\frac{-\Delta G_t}{RT}} - e^{\frac{-\Delta G_t - \Delta G_V}{RT}} \right), \quad (24)$$

где ΔG_t – энергия активации универсальная для транспорта молекул к поверхности зародыша и кристалла (выше обозначалась иначе, как ΔG_a для нуклеации и $\Delta G'$ для роста), ΔG_c – энергия активации образования стабильного зародыша, ΔG_V – разница свободной энергии между твердой и жидкой фазой, I_0 , U_0 – константы.

В простейшей модели (Spohn et al., 1988) зависимость диффузионного члена (ΔG_t) и предэкспоненциальных множителей от температуры (на интервале кристаллизации) опускается, как и опускается зависимость скорости кристаллизации от изменения

концентраций компонентов, которые входят в закон действующих масс. При этом, для того, чтобы включить последние два уравнения в модель кристаллизации, необходимо ввести зависимость от переохлаждения (ΔT), которая велика для ΔG_C и ΔG_V . Для них записывают:

$$\Delta G_C = \frac{4\sigma\gamma^3 T_m^2}{\Delta H_V^2 (T_m - T)^2} \quad (25)$$

$$\Delta G_V = -\Delta H_V \left(\frac{T_m - T}{T_m} \right) \quad (26)$$

T_m – температура ликвидуса, соответственно $\Delta T = T_m - T$ – переохлаждение; ΔH_V – энтальпия кристаллизации (скрытая теплота кристаллизации), σ – множитель отвечающий за форму зародыша, γ – удельная поверхностная энергия зародыша. Данная параметризация не учитывает зависимость теплоты кристаллизации от температуры.

Приведенные уравнения задают такую зависимость нуклеации и роста от переохлаждения, когда сначала они возрастают, потом достигают пика и снова падают до нуля при высоких переохлаждениях. В целом модель безотносительна конкретного механизма роста. Она при этом не учитывает задержку (вернее, некоторое критическое переохлаждение) для начала роста по механизму поверхностной нуклеации. Соответственно, учитывая обозначенные посылки, уравнения можно параметризовать через пиковую скорость нуклеации I_m и роста U_m (с помощью взятия производной и приравнивая ее к 0) и отвечающие им температуры T_u , T_i :

$$I(T) = I_m e^{\left(\frac{T_u}{(T_m - T_u)^*} \left[\frac{T_m - T_m}{T_i} \frac{(T_m - T_i)^3}{(T_m - 3T_i)^*} \left(\frac{T_m}{T_i(T_m - T_i)^2} - \frac{T_m}{T(T_m - T)^2} \right) \right] \right)} \quad (27)$$

$$U(T) = U_m \frac{(T_m - T) T_u}{(T_m - T_u) T} e^{\left(-\frac{T_m(T_u - T)}{T(T_m - T_u)} \right)} \quad (28)$$

Скорость роста в данном случае не зависит от размера кристалла. Зависимость температуры ликвидуса от объемной степени кристаллизации (ϕ_V , об. %) выразим следующим квадратным уравнением:

$$T_l = T_{l0} - \phi_V^2 * 0.1057 - \phi_V * 2.3 \quad (29)$$

В работе (Hort, Spohn, 1991) дается уравнение баланса тепла, которому должна удовлетворять модель:

$$\rho C_p \frac{dT}{dt} - \rho \Delta H \frac{dV}{dt} = -q \quad (30),$$

где q – тепловой поток (Дж/м³/с), V – объемная доля кристаллов, получаемая интегрирование уравнения баланса популяции. Для воспроизведения расчетов модели (Spohn et al., 1988) и ее дальнейшей модификации (раздел 5.1.1) в настоящей работе применен простейший алгоритм решения, соблюдающий условие баланса популяции (ур. 18). Кристаллы численно «выращиваются» с применением цикла с шагом по времени dt . На каждом шаге цикла подбирается отрицательное или положительное приращение

температуры таким образом, чтобы соблюдалось равенство из уравнения 30. Приращение тепла складывается из скрытой теплоты кристаллизации, выделяющейся за счет прироста объема, и из понижения или подъема температуры объема кристаллов и расплава. Прирост объема кристаллов контролируется формулами 27 и 28 для скоростей роста и нуклеации и зависит от текущей доли кристаллов и температуры через форму ликвидуса (ур. 29).

Схема воспроизводит функции, полученные в работе (Spohn et al., 1988), что можно продемонстрировать на конкретном расчете со следующими значениями параметров: $U_{max} = 0.0009 \frac{\text{см}}{\text{день}}$ – пиковая скорость роста; $I_{max} = 30 \frac{\text{кристаллов}}{\text{день} \cdot \text{см}^3}$ – пиковая скорость нуклеации; $\Delta T_{I_{max}} = 100\text{K}$ – переохлаждение пика нуклеации; $\Delta T_{U_{max}} = 80\text{K}$ – переохлаждение пика роста; $c' = \rho C_p = 5 \frac{\text{Дж}}{\text{см}^3 \cdot \text{K}}$ – объемная теплоемкость; $\rho \Delta H = 3000 \frac{\text{Дж}}{\text{см}^3}$ – объемная теплота кристаллизации. Система (20 см^3) кристаллизуется до 20% (рис. 5), при этом нормировка при построении CSD происходит не на объем всей системы, а на объем кристаллов*1.2. Таким образом, при построении CSD вводится фактор аккумуляции кристаллов и их доля приводится к 83 об. %, чтобы можно было сравнивать с природными CSD из кумулатов, рассмотренных в диссертации.

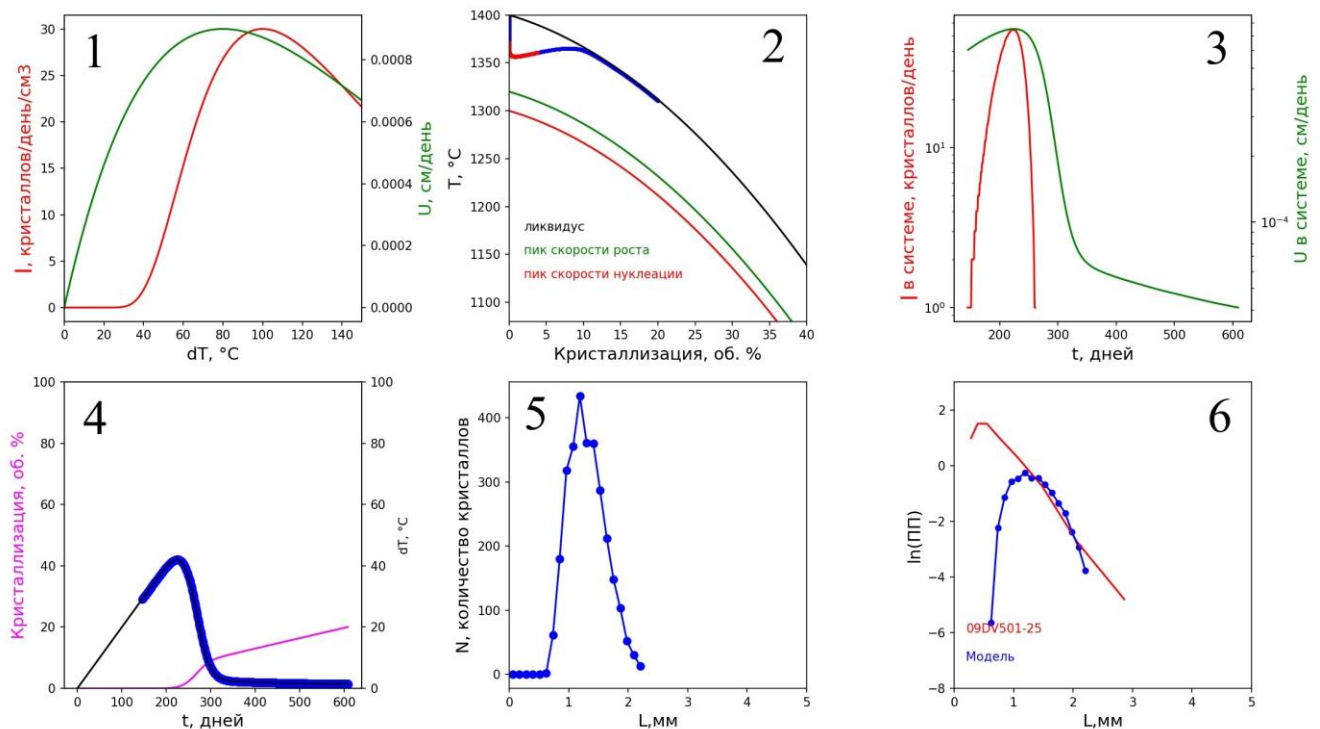


Рис. 5. Пример расчета модели (Spohn et al., 1988) для значения постоянного теплового потока $1 \text{ Дж}/(\text{см}^3 \cdot \text{день})$. Здесь и далее на подобных иллюстрациях даны: 1 – кинетические функции скорости нуклеации и роста, использованные в модели; 2 – положение ликвидуса, максимумов роста и нуклеации, а также траектория кристаллизации, где красными точками отмечен участок активной нуклеации; 3 – значения для скорости нуклеации и роста во время

кристаллизации; 4 – переохлаждение (синие точки – активная кристаллизация) и суммарный объем кристаллов; 5 – модельное распределение кристаллов по размеру в обычных координатах; 6 – логарифм плотности популяции, где дано модельное распределение в сравнении с природным. В данном случае дано природное CSD для оливина из образца дунита 09DV501-25.

В первую очередь обратим внимание на рисунке 5 на реальную траекторию кристаллизации (диаграмма 2), которая вначале отклоняется от равновесного ликвидуса в сторону больших переохлаждений из-за того, что для начала нуклеации необходимо критическое переохлаждение. Скорости нуклеации и роста (диаграмма 3) вначале растут, достигают пика и далее снижаются. Когда нуклеация прекращается, дорастание происходит на имеющихся кристаллах.

Модельное распределение имеет куполообразную форму со слабой асимметрией относительно пика и содержит достаточно широкое плато постоянных значений. Оно не похоже на природное, и никакой искусственный подбор параметров модели не способен эту ситуацию поправить. Не может помочь и варьирование функции теплового потока от времени (в расчете выше он постоянный). Это обстоятельство обсуждалось автором с Симоном Колуччи, который модифицировал модель Спона с тем, чтобы расширить ее с двухкомпонентной на трехкомпонентную систему, но без изменения основной архитектуры (Colucci et al., 2017). Симон согласился с тем, что отличие функции CSD от природной является неразрешенным недостатком модели.

1.2.9. Зависимость скорости роста от размера зерен

Помимо случая скорости роста постоянной в данный момент времени по всем кристаллам, важен режим, при котором **скорость роста прямо зависит от размера кристаллов**, что называют пропорциональным ростом. Зависимость скорости роста и растворения от размера при массовой кристаллизации известна и показана экспериментально, например, (Чернов и др., 1980, с. 222-223). Активация пропорционального роста наблюдается при перемешивании или конвекции в растворах, где вязкость мала в случае диффузионного контроля скорости роста (Kile, Eberl, 2003). Также среди причин упоминаются большее количество и строение винтовых дислокаций на больших кристаллах (важно для небольших пересыщений) и эффект напряжений в решетке (Eberl et al., 2002). При достаточно быстром перемешивании зависимость вырождается и достигается кинетический контроль (Чернов и др., 1980, с. 230). Он, вероятно, будет и при достаточно слабом отклонении от равновесия, когда скорость диффузии сильно больше кинетики поверхности.

Для иллюстрации принципиального отличия эволюции наклона CSD в случае пропорционального и не зависящего от размера роста, можно обратиться к рисунку (рис. 6).

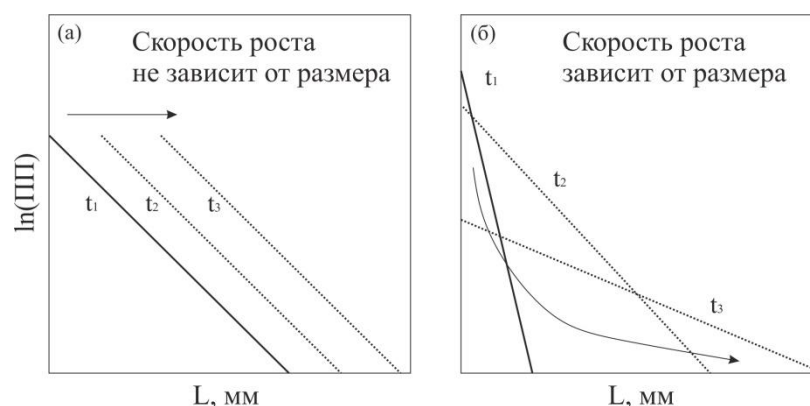


Рис. 6. Принципиальное отличие в эволюции первично логлинейного CSD в случае, когда нуклеация не происходит и скорость роста не зависит от размера кристалла (а); скорость роста пропорциональна размеру кристалла (б) так, что крупные зерна растут быстрее, в результате чего меняется наклон CSD, но не форма, если зависимость скорости от размера подобрана соответствующим образом. Так как мелкие кристаллы обладают исчезающе малой скоростью роста, распределение расширяется, но все еще содержит самую мелкую фракцию.

1.2.10. Форма CSD

Главной характеристикой распределения по размеру является его форма. Для интрузивных пород во многих объектах установлено, что CSD оказывается близким к одному из трех типов: экспоненциальному (рис. 7д), бимодальному (в том смысле, что составленному из двух экспоненциальных участков с разными параметрами) (рис. 7г) или логнормальному (рис. 7е) (Higgins, 2006). При этом, экспоненциальное распределение встречается очень часто, поэтому появилась традиция построения CSD в логарифмическом масштабе по оси ординат, когда экспонента вырождается линию. Тогда такое распределение называют логлинейным. Логлинейное распределение иногда называют асимптотическим. В основном после работ (Marsh, 1988; 1998) сложилось представление, что логлинейная форма CSD является неким фундаментальным следствием процесса кристаллизации, однако ниже будет показано, что в некоторых моделях первично ростовое CSD может иметь другую форму. Бимодальное распределение в логарифмических координатах состоит из двух прямых линий с разным наклоном, поэтому его называют в литературе изломанным (kinked). Последнее не совсем строго, так как изломы при такой формулировке может быть сколько угодно. Поясним также, что понятие бимодальное употребляется не в общепринятом смысле, когда читатель ожидает увидеть два четко различимых горба – две моды. Однако математически смысл можно сказать верный, так как оно состоит из двух экспоненциальных

функций с разными параметрами. Понятие логнормальное распределение в настоящей работе употребляется не всегда строго. Так здесь называются распределения, которые явно далеки от экспоненциальной формы, а к логнормальной форме напротив более близки, но могут идеально ей не соответствовать. Такое CSD варьирует по форме и, видимо, может образовываться в более широком диапазоне процессов, чем логлинейное и бимодальное. То есть данные три типа: логлинейное, бимодальное, логнормальное, при обсуждении используются как некоторые крайние образы, в то время как вариабельность природных распределений гораздо шире и часто не соответствует простой математической форме.

На схеме (рис. 7) дан некоторый набор форм и кратко обозначены процессы, возможно, ответственные за их образование, которые будут обсуждаться в работе. Важно отметить, что это, в конечном счете, гипотетические механизмы, доказанные в большей или меньшей степени. На данную схему можно опираться, как на ключ и сравнивать с ней формы природных CSD, которые получены для Йоко-Довыренского, Мончегорского и Ловозерского массивов и которые интерпретированы соответствующим образом.

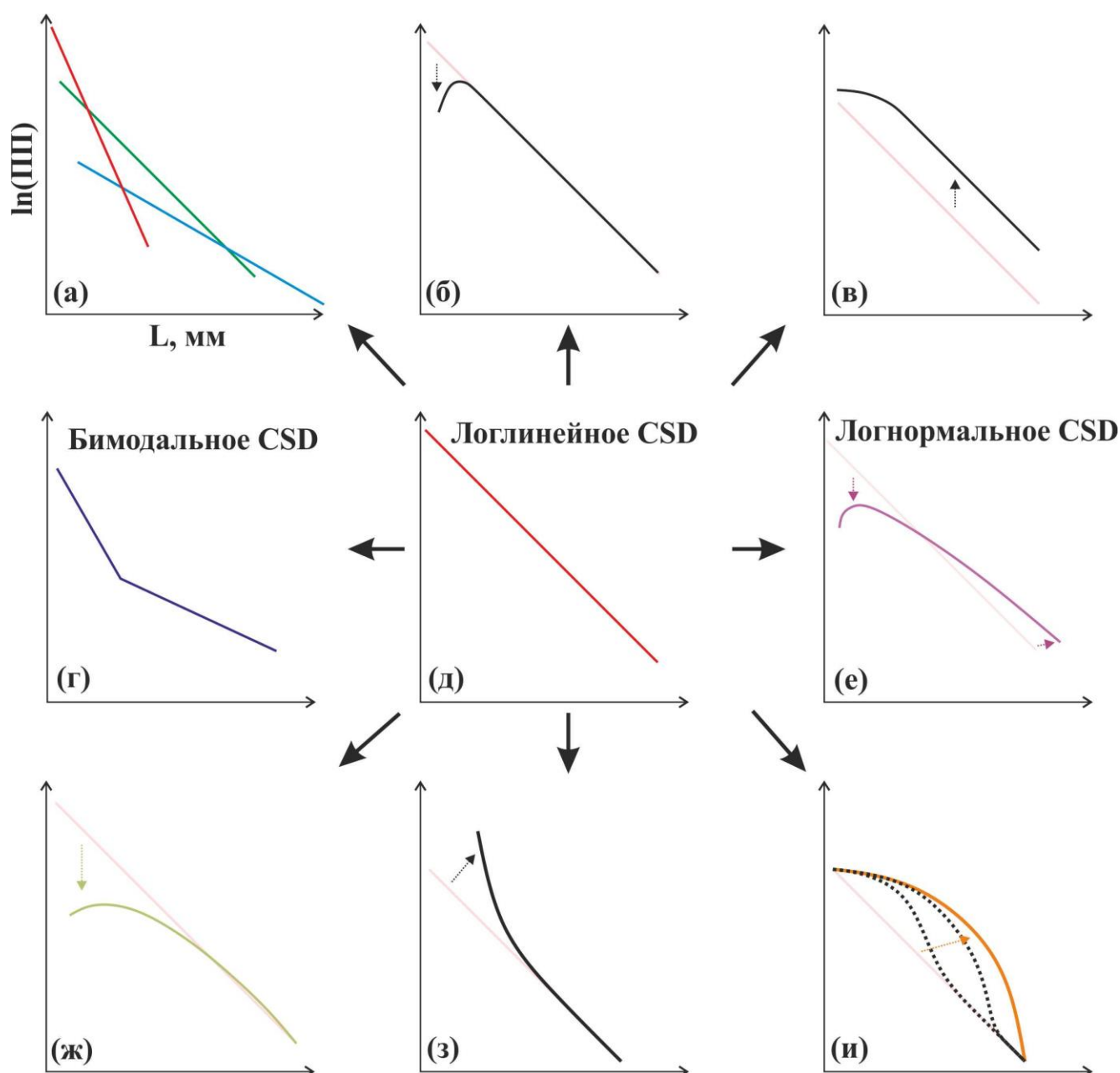


Рис. 7. Типы распределения кристаллов по размеру (CSD) схематично, процессы предположительно ответственные за их формирование и обсуждаемые в работе, некоторые сочетания коагматичных распределений. (а) Часто, но не всегда, чем круче наклон логлинейного CSD, тем быстрее охлаждение; (б) отсутствие малых кристаллов и загиб вниз относят насчет замедления и остановки нуклеации или растворения; (в) При компактизации с растворением под давлением предполагается выполаживание участка мелких кристаллов; (г) Бимодальное CSD относят насчет ускорения охлаждения, выхода на котектику второй фазы, агрегации мелких кристаллов с образованием крупных, механическое смешивание популяций; (д) Логлинейное CSD считается наиболее распространенным и образуется при одноактной кристаллизации в закрытой и открытой системе; (е) Логнормальное CSD образуется при растворении дорастании в условиях осцилляций температуры при

зависимости скорости растворения от размера или по механизму укрупнения с уменьшением поверхностной энергии в изотермических условиях; (ж) перитектически растворяются тоже преимущественно мелкие кристаллы, образуется близкое к логнормальному CSD. Если дорастания не происходит, наклон в области крупных кристаллов не меняется; гипотетические преобразования логлинейного CSD первично скелетных кристаллов при их зарастании, когда (з) скорость роста не зависит от размера, (и) зависит от размера.

Логлинейное распределение (рис. 7 д) образуется, в том числе, в результате монотонного охлаждения без резких ускорений остывания после начала кристаллизации, как в условиях открытой, так и закрытой системы (Marsh, 1998). Марш в связи с этим, называет логлинейное распределение своего рода стационарным состоянием системы при кристаллизации. Эмпирическая закономерность, которая выполняется довольно часто и прослежена в маломощных телах, типа даек, состоит в том, что наклон логлинейного CSD одной и той же фазы может быть не одинаковым и он тем круче, чем быстрее происходила кристаллизация (рис. 7а). Это хорошо известный всем геологам интуитивный факт, что быстро остывавшие магматические тела сложены более мелкозернистыми породами, чем медленно остывавшие.

Понимание причин образования собственно логлинейного CSD можно выделить в отдельное направление научного поиска, в рамках которого было сделано много попыток построения различных моделей. Со второй половины 80-х годов Брюс Марш с коллегами опубликовали ряд работ, где рассмотрены различные 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 реплика выкладок (Randolph, Larson, 1971), сделанных в контексте анализа CSD, получаемого в проточных кристаллизаторах с механической мешалкой (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 быть постоянными. Последнее может быть справедливо для кристаллизатора, условия в каждой зоне которого наблюдаемы и известны, а перемешивание достаточно интенсивно (пропадает эффект зависимости роста от размера), но не может быть универсально применено к магматическим системам. 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. Модель сделанная для проточной системы с идеальным перемешиванием, очевидно, не применима к закрытой системе.

Обзор с упором на образование логлинейного CSD в закрытой системе дан у (Marsh, 1998). Помимо этого, в работе рассматриваются некоторые процессы, приводящие к его модификации: агрегация, разрушение, ускорение и замедление нуклеации. Мотивацией работы являются наблюдения за кристаллизацией разбуренных верхних корок Гавайских лавовых озер, где степень кристаллизации имела сигмоидальную зависимость от времени, а скорости нуклеации и роста вслед за переохлаждением в течение кристаллизации монотонно возрастали (Kirkpatrick, 1981). При этом интенсивность нуклеации варьировала со временем гораздо сильнее, чем скорость роста. Вопрос о конкретном переохлаждении при кристаллизации решен не однозначно и его максимальные значения назвать нельзя, но остальные перечисленные наблюдения в целом сомнений не вызывают.

К перенесению закономерностей, полученных при изучении котектической кристаллизации корок в лавовых озерах, на кристаллизацию единственной фазы или кристаллизации крупных интрузивов нужно относиться аккуратно. К тому же, наблюдения скоростей роста и нуклеации в лавовых озерах даны со степеней кристаллизации 40-60 об. % (Kirkpatrick, 1981), а кумулаты расслоенных массивов являются результатом сегрегации зерен изначально содержащихся в магме в количестве <40 об. % (например, Ariskin et al., 2018).

В силу огромной популярности работы (Marsh, 1998) даны комментарии некоторых ее моментов:

1. Во введении формулируется *«аксиома кристаллизации»*, дословный перевод которой: «Учитывая временной масштаб, налагаемый охлаждением, зарождение и рост автоматически локально корректируются для достижения полной кристалличности. То есть, огромное большинство магматических пород кристаллизуется, по существу, полностью независимо от режима охлаждения. Это особенно касается интрузивных пород. Хотя количество и размеры кристаллов могут сильно различаться в разных силлах, дайках и плутонах, в целом сами породы являются полнокристаллическими. Это также в основном верно для лав. Явным исключением являются стекловидные породы, и понимание этого класса пород также расширяется из-за аксиомы кристаллизации, которая заключается в том, что охлаждение и кристаллизация, в хорошем первом приближении, могут быть разделены.»
2. Такое разделение означает, что число Авраами велико, то есть скорость кристаллизации задается не кинетикой, а скоростью охлаждения, которая, как считается для больших тел, очень мала. Данное предположение, которое означает малые переохлаждения, может быть и не справедливо в условиях седиментации, когда кристаллизация происходит на верхнем фронте и кристаллы удаляются.

3. Из уравнения Джонсона-Мела-Авраами-Колмогорова (ДМАК) можно найти характерное время кристаллизации, размер и количество кристаллов, но только зная кинетику или зависимость нуклеации и роста от времени. *В конце введения формулируются общие выводы работы:* (1) характерное время кристаллизации слабо зависит от реальной кинетики процесса, но от нее больше зависят количество и размер кристаллов, (2) нуклеация и рост могут варьировать со временем по экспоненте, но вариации нуклеации в 6-8 раз больше, чем для роста. (3) размер кристаллов в основном результат гетерогенной нуклеации и быстрого захвата этих кристаллов в результате миграции границ.
4. Далее постулируется, что кристаллизация слабо зависит от конкретного режима охлаждения, *то есть исследование траекторий в пространстве состав-температура и изучение переохлаждения бессмысленно.* Вместо этого кристаллизацию можно описать некими эффективными значениями нуклеации, роста и времени кристаллизации.
5. Рассматривая уравнение ДМАК, автор принимает, что функции зависимости скорости роста и нуклеации от времени, в общем, имеют экспоненциальную форму и возрастают, *просто по аналогии* с тем, что экспоненциальная форма свойственна зависимости нуклеации и роста от переохлаждения. Переохлаждение в реальных магмах считается низким и по факту не регулирует нуклеацию и рост. Кристалличность возрастает по сигмоидальной функции. *Да, такая зависимость хорошо известна, и она обычна для многих кинетических кривых, получаемых в лаборатории, но только в этом случае, она является достоверным экспериментальным фактом, а не предполагаемой посылкой. Здесь сигмоидальная кинетическая кривая и логлинейная форма CSD являются посылками, а не следствиями подхода.*
6. Далее автор приходит к выводу, что скорость роста стоит принять эффективной постоянной величиной, аргументом в пользу этого является ее частый контроль в природе диффузией (частота скелетных и вытянутых кристаллов), а скорость диффузии в свою очередь отличается не слишком сильно для разных минералообразующих оксидов при магматических температурах. Хотя данное обоснование дальше им же ставится под сомнение *и непонятно, как оно согласуется с предположением о небольших переохлаждениях.*

В работе (Marsh, 1998) сделан ряд справедливых общих замечаний, но она дает не достаточно для понимания сути физики процесса массовой кристаллизации. Она в каком-то смысле запутывает. Это хорошо видно на примере того, что предположение о некоторой

эффективной постоянной скорости роста, как и в (Marsh, 1988), побудило ряд исследователей считать, что линейная скорость роста в прямом смысле постоянна в ходе магматической кристаллизации и соответствует одному экспериментально определенному значению, что, очевидно, неверно, если, например, обратиться к массиву данных о зональности фенокристов.

Основываясь на (Marsh 1998), где принято, что скорость роста можно заменить некоторым эффективным значением и сделав предположение, что решение одномерной кондуктивной тепловой задачи подходит для вычисления времени кристаллизации *in situ* на разном удалении от контакта интрузива (Zieg, Marsh, 2002) воспроизвели вариации наклона логлинейных CSD для нижних 700 м комплекса изверженных пород Садбери. Однако, похоже, что нет никакого реального пути для оценки этой эффективной скорости роста, а начальная температура окружающих пород тоже не известна.

Подход, основанный на решении одномерной задачи с кондуктивным теплопереносом, использован в работе (Resmini, 2007), где представлена модель кристаллизации магмы в виртуальном силле мощностью 40 м. При этом, скорость нуклеации была выбрана пропорциональной скорости остывания, как $\log(I)=0.47+1.37\log(dT/dt)$ по (Cashman, 1993), а скорость роста обратно пропорциональной общей площади имеющихся кристаллов. Автор получил логлинейную форму распределений.

Расчетные модели, воспроизводящие трехмерную структуру кристаллического агрегата, были построены (Hersum, Marsh, 2006) и позднее (Špillar, Dolejš, 2013; Špillar, Dolejš, 2014). Для случая постоянной нуклеации у (Špillar, Dolejš, 2014) рассмотрена только экспоненциальная функция понижения скорости роста со временем, гиперболический закон не привлекался (только он позволит получить логлинейное CSD при постоянной нуклеации). Также (Špillar, Dolejš, 2013) без привлечения растворения воспроизвели CSD похожее на логнормальное, которое обычно объясняется укрупнением кристаллов (Higgins, 2006).

Совсем недавно представлена очередная попытка понять природу логлинейного CSD в геологическом контексте в работе (Toramaru, Kichise, 2023). Авторы использовали подход, включающий в себя параметризацию скорости нуклеации от переохлаждения, согласно классической теории нуклеации. Они учли влияние гетерогенной нуклеации на предэкспоненциальный фактор и подобрали параметры так, что нуклеация принимает примерно постоянные значения в области переохлаждения 50-300°C. Фактор редукции подобран так, что итоговая функция нуклеации в пределах нескольких порядков (!) соответствует экспериментальным данным по нуклеации плагиоклаза при разных переохлаждениях. Авторы обсуждают, что логлинейное CSD является результатом постоянной скорости нуклеации на фоне постоянной валовой скорости кристаллизации.

Тогда скорость роста падает по гиперболе и не зависит от размера кристаллов в каждый момент времени. Постоянная валовая кристаллизация, видимо, может иметь место только в случае движения по ликвидусу. Однако, как можно понять из работы, авторы рассматривают высокие переохлаждения, что составляет противоречие.

Анализ влияния пропорционального закона и дисперсии скорости роста в вероятностном приближении исследовали Eberl et al. (1998) и в том числе получили не только логлинейную, но и логнормальную форму CSD, как первично ростовую. Их учет дисперсии скорости и пропорционального эффекта отражается в уравнении:

$$U_n = \epsilon_n * R_n \quad (31)$$

Здесь U_n – скорость роста конкретного кристалла, R_n – радиус кристалла, ϵ_n – некоторое случайное число от 0 до 1.

Эти авторы, связывали пропорциональный эффект с большим количеством дислокаций на более крупных кристаллах, что, очевидно, относится тогда только к дислокационному механизму, и, что не менее важно, происходит в основном при достаточно малых пересыщениях. Предложенная ими форма учета пропорционального роста не имеет какого-то конкретного физического обоснования и экспериментального подтверждения. В названной работе обсуждается, в том числе рост, контролируемый поступлением необходимого вещества (supply controlled growth), однако тут в одном ряду причин перечисляется и скорость диффузионного поступления к растущему кристаллу и скорость растворения питающей фазы. Отметим только, что последний фактор стоим иметь в виду, если рассматривать, например, перитектическую реакцию или обратную перитектическую реакцию, где скорость кристаллизации перитектической фазы, должна, в том числе, контролироваться скоростью растворения предыдущей ликвидусной фазы.

Логлинейное CSD в случае пропорционального роста согласно (Eberl et al., 2002) получается в результате постоянной или возрастающей нуклеации. В то же время, логнормальное CSD появляется, когда нуклеация имеет короткий промежуток или убывает со временем. В модели этих авторов, которая одновременно учитывает пропорциональный рост и дисперсию скорости роста, логнормальное CSD сохраняет свою форму и по ходу кристаллизации только все больше растягивается в смысле размера кристаллов.

Вероятностная модель роста для объяснения экспоненциальных распределений была предложена (Maaloe et al., 1989). Авторы предположили, что, так как при относительно высоких переохлаждениях (первые десятки °C) рост происходит по механизму поверхностной нуклеации, то скорость роста каждого кристалла имеет вероятностный характер. Они предположили, что вероятность, с которой некоторый кристалл покинет размерный класс L и увеличится до класса $L+1$ можно описать уравнением, аналогичным по

форме уравнению полураспада. При этом скорость нуклеации для получения экспоненциального распределения предполагается постоянной. Эта модель, как видно, учитывает дисперсию скорости роста, которая, собственно, и задана вероятностью роста. Но условие постоянной нуклеации является допущением.

Бимодальное (kinked) CSD (рис. 7 г). Наиболее яркая иллюстрация – популяции вкрапленников и микролитов основной массы в вулканитах (Salisbury et al. 2008). Интуитивное объяснение излома заключается в резком ускорении кристаллизации за счет повышения в некоторый момент времени теплового потока. Бимодальные распределения часто образуются при декомпрессионной дегазации, которая повышает переохлаждение. Быстро сбросить давление во всем объеме среды гораздо проще, чем всю ее резко охладить.

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 относится к ранней популяции, которая соответствует более медленному остыванию магмы и скорости кристаллизации, а второй более крутой отрезок отвечает ускорившемуся остыванию и повторному началу нуклеации. Последнее сказано не просто так, действительно, между ранней популяцией и образованием следующей может быть перерыв в нуклеации. Но в случае, если рост активен, а пропорциональная составляющая слаба (переохлаждение не велико), между двумя участками образуется провал. Такие провалы практически не наблюдаются в магматических породах, что будет показано в обзоре данных CSD по интрузивам ниже. Поэтому, либо между двумя популяциями нуклеация в природе не прерывается, либо имеет место сильный эффект пропорционального роста, либо рост ранней популяции останавливается, и магма находится в относительно изотермических условиях до начала второго этапа охлаждения.

Бимодальное распределение естественным образом получается, если траектория кристаллизации пересекает пик нуклеации, а потом следует возврат, что показано в оригинальной работе (Spohn et al., 1988). Правда, при таких расчетах в результирующем CSD два пика разделены между собой долиной, а высота пика для малых кристаллов заметно меньше, чем для больших. Так что этот случай не относится к обычно наблюдаемому в природе бимодальному распределению.

Эффект гетерогенной нуклеации при участии в кристаллизации как минимум двух фаз обсуждается у (Hort, Spohn, 1991b). При этом бимодальные распределения оказываются свойственны как для первой фазы, так и для второй по очереди. Однако у первой фазы эффект проявляется сильнее и пик малых кристаллов, если он появляется, оказывается выше, чем для больших. У второй фазы пик малых кристаллов выражен слабо, а пик больших уже выше пика малых. У популяции второй фазы меньший максимальный размер кристаллов

(если максимальные скорости роста обеих фаз одинаковы). Эта ситуация может быть интересна в контексте бимодального распределения в троктолитах из Йоко-Довыренского массива, что позже будет обсуждаться в работе. Расчеты (Hort, Spohn, 1991b) не лишены той же особенности, что и предыдущая их работа (Spohn et al., 1988). Бимодальное распределение имеет два пика и долину между ними, что не свойственно природным породам. Эффект гетерогенной нуклеации в образовании бимодального CSD обсуждается также в (Špillar, Dolejš, 2015).

Бимодальное распределение получается в экспериментах при кристаллизации двух и более фаз, когда температура понижается с постоянной скоростью (Dowty, 1980; Kirkpatrick, 1981). Трудно сказать, какая связь может быть у такого режима с природной ситуацией, ведь при поддержании постоянной скорости падения температуры тепловой поток уже не соответствует природному остыванию.

Причина явления вторичной нуклеации при постоянном тепловом потоке, таким образом, кроется в повышении переохлаждения на котектике, которое необходимо для зарождения и первичного быстрого роста второй фазы (эффект котектики) и может усиливаться гетерогенной нуклеацией. Путь релаксации этого переохлаждения задается тепловым потоком и количеством первой фазы (то есть насколько близко к котектике находится валовый состав системы). В одних случаях релаксация происходит почти вдоль ликвидуса первой фазы и сопровождается подъемом температуры, в других температура остается постоянной или опускается, тогда траектория приходит уже не в место пересечения ликвидусных поверхностей, а пересечения максимумов нуклеации. Такой случай можно увидеть в работе (Hort, Spohn, 1991a) на рисунке 2 для значения нормированного теплового потока 0.9.

Эффект осцилляций вокруг котектики предложил Уэйджер (Wager, 1959) для объяснения ритмической расслоенности. По его мнению, в случае непрерывного охлаждения магматического объема и непрерывного или ритмического удаления образованной кристаллической массы, состав системы будет осциллировать вокруг котектической траектории. При этом минералы будут зарождаться и расти не совместно в равновесных котектических пропорциях, а по очереди в зависимости от того, для какой фазы достигнуто пересыщение, достаточное для нуклеации. Здесь, однако, привлекается сложная для оценки достоверности неопределенная динамика осаждения кристаллов, и сказать что-либо за или против данной гипотезы нельзя. Такая гипотеза не объясняет, например, почему в одних случаях оливин-хромитовая котектика дает мономинеральные слои хромита, а в других месторождение не формируется.

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. 7в) помимо ростовых процессов чаще относят на счет случая переуравновешивания ранней популяции кристаллов, которое сопровождается растворением мелких индивидов и дорастания за счет них крупных – т.е. общего укрупнения популяции (Higgins, 2006). Конкретный механизм для магматических пород все еще является предметом обсуждения. Некоторые авторы видят движущую силу укрупнения в сокращении поверхностной энергии кристаллов по одному из механизмов **оствальдовского созревания** (Lifshitz, Slyozov, 1961; DeHoff, 1991) во время субсолидусного отжига или же в присутствии расплава (Higgins, 2002; Cashman, Marsh, 1988; Hunt et al., 2017).

В работе (Park, Hanson, 1999) сообщается о результатах 10-дневного **изотермического эксперимента**, где авторы утверждают что видят оствальдовское созревание популяции оливина в гаплобазальтовой системе. Они отметили, что на каждой стадии эксперимента составы стекол 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). Т.е. к интерпретации условно изотермических экспериментов надо относиться с осторожностью, т.к. роль осцилляций температуры может быть решающей (Симакин А.Г., устное сообщение).

Осцилляции температуры целенаправленно изучали несколько коллективов (Mills, Glazner, 2013; Da Silva et al., 2017; Simakin, Bindeman, 2008; Simakin et al., 2020). Как отмечалось выше, более интенсивно растворяются маленькие кристаллы, видимо, за счет более эффективной диффузии вокруг поверхности большой кривизны (Simakin et al., 2020). Таким образом, на этапе нагревания зависимое от размера растворение преобразует форму CSD.

Эксперименты при атмосферном давлении в условиях осцилляции температуры при кристаллизации щелочных базальтов в условиях буфера NNO и температуре 1150°C (температура ликвидуса плагиоклаза 1165°C) проводили (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) описана серия экспериментов по кристаллизации плагиоклаза, пироксена и амфибола из риолитовых стекол в условиях осцилляции температуры с амплитудой 15°C и при постоянной

температуре. Авторы они варьировали тип стартового материала: сухое стекло + вода или предварительно гидратированное стекло (вода была предварительно растворена в расплаве и тот закален). Авторы описали, что 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 T) становятся значимыми, что приводит к растворению мелких индивидов. Эксперимент с СРх-Pl системой провели (Simakin et al., 2020). При этом установлено, что логнормальное CSD образовывалось при коротком периоде осцилляции, когда происходило не полное растворение, а лишь уменьшение плотности популяции в области мелких кристаллов. При большом периоде осцилляции вокруг ликвидуса происходило полное растворение всех индивидов и образование логлинейного CSD при охлаждении на последнем цикле.

Компакция с участием растворения под давлением специфически влияет на CSD, и как предположил Хиггинс (Higgins, 2002), в общем, вызывает преимущественное растворение мелких кристаллов, однако форма распределения уже меньше похожа на логнормальную. Данное предположение находит свое подтверждение в экспериментах (Schmidt et al., 2012), где логнормальные распределения по размерам для статических экспериментов все же существенно более симметричны относительно максимума, чем продукты экспериментов в высокотемпературной центрифуге, где имело место уплотнение кристаллического осадка. При этом сами авторы относят форму распределений на счет оствальдовского созревания, просто усиленного растворением под давлением.

1.3. CSD В ИНТРУЗИВАХ

В данном разделе, в первую очередь, иллюстрируется закономерность, что в основном в интрузивах распространены CSD трех основных форм – логлинейное, бимодальное и логнормальное. Наблюдения классифицированы по количеству основных кумулусных фаз в изученных породах на условно мономинеральные (дуниты) и полиминеральные (троктолиты и т.д.). В таблице 1 дана сводка о формах CSD и предложенной в литературе интерпретации причин их появления в разных интрузивах.

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

Интрузив	Мощность, м	Число образцов	Минералы	CSD	Интерпретация CSD
Киглапайт (Higgins, 2002)	8500	13	Ol, Pl, Cpx	Лин, бим, лог	Все CSD несут следы укрупнения в разной степени.

Бушвельд (Boorman et al., 2004; Williams et al., 2006)	>8000	29+30	Орх, Pl	Лин, бим, лог	CSD – результат локальной истории охлаждения, все CSD в разной степени преобразованы в результате укрупнения.
Рам (O'Driscoll et al., 2007)	>1000	20	Ol	Лог, бим (хар)	Вычислялось время роста (от часов до сотен дней) хариситового оливина способом (Marsh, 1988).
Лилоис (Magee et al., 2010)	2800	8	Ol, Срх, Pl, Amph	Лин, бим, лог	Лин – рост в закрытой системе с постоянной скоростью и экспоненциально растущей нуклеацией. Бим – смешение двух популяций
Пойи (Yao et al., 2017)	2600	19	Ol	Лин, бим	Лин – рост в закрытой системе. Бим – накопление крупных кристаллов.
Джинчуань (Mao et al., 2018)	>1000	12	Ol	Лин, бим	Лин – простой рост в камере Бим – две ростовые популяции
Хуаньшанси (Mao et al., 2019)	>1200	6	Ol	Лин	Лин – кристаллизация при постоянной скорости роста и экспоненциальной нуклеации по (Marsh, 1998).
Маунт Кит (Godel et al., 2013)	200-400	7	Ol	Лог	Лог – укрупнение разной интенсивности для более и менее крупнозернистых
Муротомисаки (Hoshida et al., 2006)	220	17	Ol	Лин, бим, лог	Лин – простой рост и накопление интрателлурического оливина без сортировки Лог – дорастание в камере
Илимаусак (Hunt et al., 2017)	>1700?	15	Ne, Kfs, Arf, Eud	Лин, бим, лог	Лин – кристаллизация in situ Лог – фракционирование крупных кристаллов Бим – накопление крупных кристаллов

1.3.1. Мономинеральные кумулаты

Рам (Ol в перидотитах и гаризитах)

Дендритовый (гаризитовый) и полногранный (granular) оливин из интрузива Рам рассматривают (O'Driscoll et al. 2007). Для перидотитов без скелетного оливина CSD в большей мере тяготеют к логлинейной форме (рис. 8а) с небольшим отклонением в сторону логнормальной для некоторых образцов. CSD с участием скелетного оливина в большинстве случаев выглядит как бимодальное, редко как логлинейное. Факт бимодальности нельзя считать полностью достоверным, так как сильно анизометричная вытянутая форма скелетов дает большую вероятность получения в плоском сечении тонкого пересечения вдоль малой оси, чем пересечения вдоль большой оси. При этом авторы используют для построения именно большие оси. Авторы предполагают, что рост гаризитового оливина занимал время от часов до дней при высоком переохлаждении. Последнее они объясняют внедрением горячей пикритовой магмы, почти или вовсе свободной от кристаллов в относительно более холодный основной объем камеры в придонной ее части.

Чтобы при помощи CSD количественно оценить время кристаллизации, авторы вслед за (Marsh 1988) используют модель проточного кристаллизатора с мешалкой и считают скорости роста и нуклеации постоянными. В первом случае они отталкиваются от значения скорости роста, оцененного для оливина массива Рам в работе (Henderson and Williams 1979) по методике, основанной на определении содержания несовместимого элемента в оливине (урана) и применении модели неравновесного повышения коэффициента распределения (Burton, 1953). Скорость роста у (Henderson, Williams 1979) в среднем составляет $1\text{--}5 \cdot 10^{-6}$ см/сек. Данные скорости дают время роста относительно крупного (1 мм) полногранного оливина за времена порядка одного дня и быстрее. Поэтому данные скорости роста авторы считают применимыми для скелетного (гаризитового) оливина. Во втором случае, скорости порядка 10^{-8} см/с из (Jambon et al. 1992), полученные в ходе экспериментов с ростом оливина во включении в плагиоклазе, предполагаются характерными для пород, состоящих из полногранных кристаллов. Применять модель проточного кристаллизатора к образованию кумулатов вряд ли можно, поэтому использование постоянного значения скорости роста не обосновано.

Содержание урана в разном по морфологии оливине лишь еле заметно повышается для скелетных кристаллов. Последнее можно объяснить тем, что уран накапливается в сильном избытке лишь на начальной стадии кристаллизации во время образования скелетного каркаса, а после размывается диффузией выравнивая концентрации. Вероятно, на 1979 год определение концентрации урана (Henderson and Williams 1979) в оливине могло бы быть сделано с большой погрешностью. Но еще более важно, как показано на примере фосфора в оливине, что несовместимые элементы в нем чаще имеют неоднородное распределение, которое невозможно зафиксировать, не имея карт распределения, как и нельзя сказать, насколько позднейшее диффузионное переуравновешивание повлияло на его картину. Даже если концентрации урана вслепую определены верно и не преобразованы диффузией в кристалле, они отмечают лишь приблизительное значение скорости роста для данной конкретной зоны, а не для всего кристалла. Для дополнительной оценки истории кристаллизации оливина разной морфологии необходимо изучение распределения фосфора.

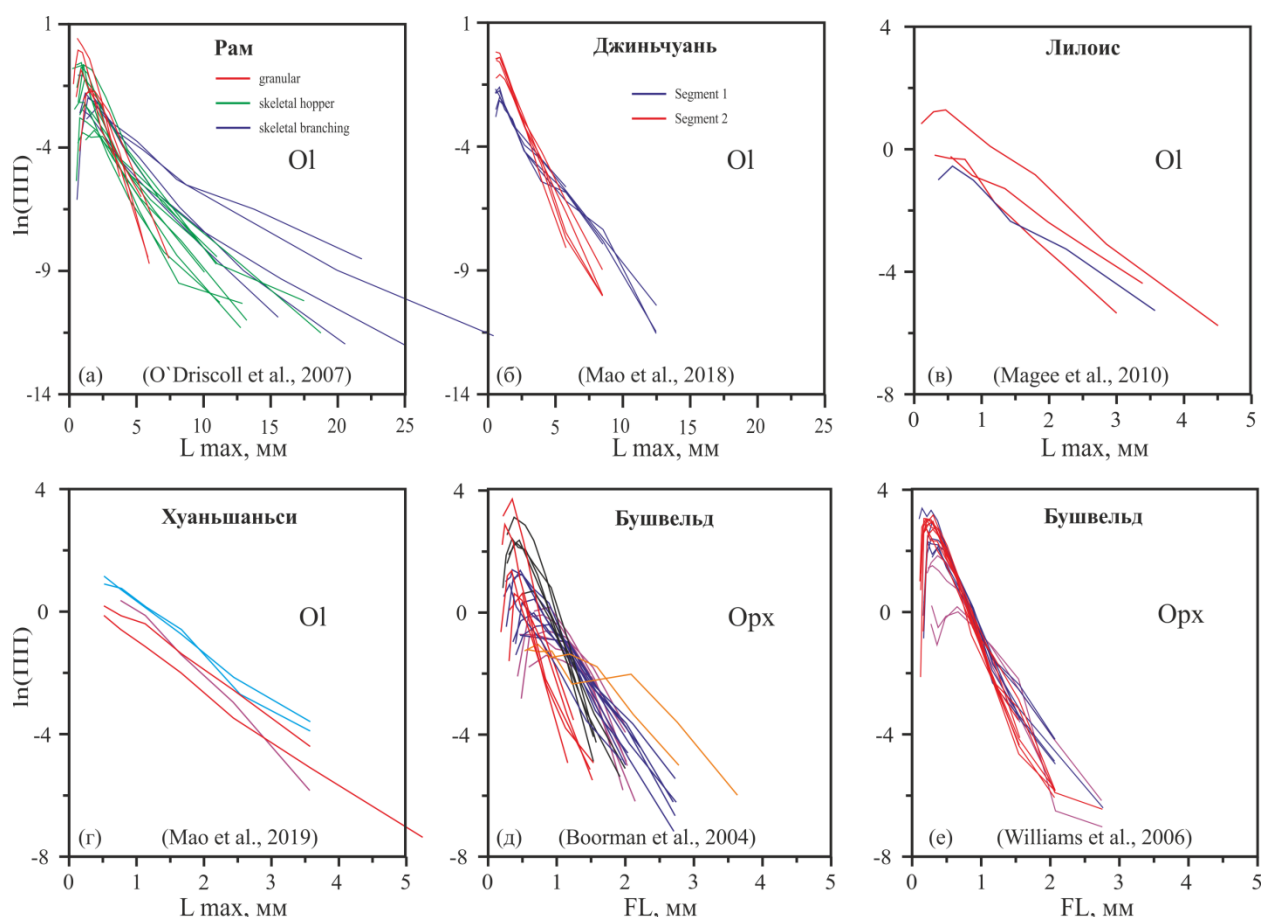


Рис. 8. Примеры CSD оливина и ортопироксена из крупных расслоенных интрузивов (ссылки на рисунке). Графики окрашены на а, б согласно авторской типизации, на в, г, д, е – типы выделены в настоящей работе и отвечают группировке распределений с близким наклоном и формой. $L_{\max}$ – построение по большой оси эллипсоида, FL – измерение равняется длине стороны квадрата площадь которого соответствует площади эллипсоида. Обратите внимание на изменение масштаба.

Джиньчуань (Ol в дунитах и лерцолитах)

В работе (Mao et al. 2018) рассмотрены CSD оливина (рис. 8 б) и распределения по размерам сульфидных капель в дунитах и лерцолитах (единственная кумулятивная фаза – оливин) массива Джиньчуань. Данное тело крутопадающее, дайкообразное, толщиной до 300 м, глубиной до 1000 м, имеет возраст 825 млн. лет и состоит из четырех будиноподобных сегментов, где 1 и 2 самые крупные. Сегмент 2 более чем в два раза крупнее сегмента 1 по всем измерениям. Анализ осложняется сильным воздействием на породы в результате низкоградного метаморфизма и гидротермальной проработки. Существует гипотеза (Waal et al., 2004), что интрузив сформирован в результате выдавливания кристаллической каши богатой сульфидами по системе вертикальных разломов из коллапсировавшей камеры в более глубоком горизонте коры.

Сразу заметим, что породы достаточно крупнозернистые, размер оливина достигает более чем 1 см. При этом проявления пегматоидных процессов не отмечено. Относительно редко, но все же наблюдаются вытянутые зерна оливина с отношением сторон вплоть до 4. На основании бимодального CSD оливина (Mao et al. 2018) предположили, что в первом сегменте массива присутствует два поколения оливина, более крупное интрателлурическое из предыдущей камеры и более мелкозернистое (до 8 мм) кристаллизованное в современной камере массива. Во втором сегменте авторы отметили только второе поколение – мелкозернистое, а распределение отнесли к логлинейному. Визуально же, крупные кристаллы есть и во втором сегменте, просто их достаточно мало, поэтому при построении распределения бимодальность не проявляется. Таким образом (Mao et al. 2018) придерживаются гипотезы о большем значении кристаллизации в современной камере, то есть другой по сравнению с (Waal et al., 2004), когда авторы относят современные породы на счет каши, выдавленной из предыдущей камеры.

Стоит обратить внимание на сходство диапазона размеров кристаллов оливина наблюдавшихся в интрузиве Джиньчуань и в интрузиве Рам (O'Driscoll et al. 2007), которые затронуты выше (рис. 8а). Так, мелкозернистые дуниты сегмента 2 Джиньчуаня имеют CSD сходное по наклону и диапазону размеров с CSD для «гранулярного» оливина из массива Рам (O'Driscoll et al., 2007). В то же время, оливин с частично проявленной скелетной природой (скелетные хопперы по O'Driscoll et al., 2007) из этого массива имеет CSD, сходное с таковым для сегмента 1 Джиньчуаня. Незначительные различия реально могут быть обусловлены различием в методике построения CSD и существенным вторичным изменением пород Джиньчуаня.

Все изученные (Mao et al. 2018) образцы отобраны в нижних придонных частях массива, где расположены рудные тела. В то же время, большая степень аккумуляции оливина наблюдается в самых верхних на уровне эрозионного среза горизонтах, где залегают так называемые мелкозернистые дуниты. Учитывая приведенное сравнение с интрузивом Рам и то, что размеры оливина в лерцолитах довольно большие, нельзя не предположить роль скелетной кристаллизации в их формировании. Тогда становится ясной такая инверсия зернистости, где крупнозернистые лерцолиты обязаны вовсе не более медленному остыванию, а наоборот, скелетному росту оливина, позднее замаскированному зарастанием скелетов. Тем более понятно, что в сегменте 1, где к тому же образцы отобраны ближе к контакту, наблюдается более крупнозернистый оливин, который является результатом более быстрого остывания.

Сульфидные обособления распределены в порах между кумулусным оливином и имеют распределение частиц близко к бимодальному. Маленькие частицы (< 0.4 мм) сульфидов

обладают лог-линейным распределением, что указывает, по мнению авторов, на их зарождение и рост в зоне каши, а сульфидные частицы большего размера являются результатом коалесценции и аккумуляции. CSD оливина в богатых и бедных сульфидами породах не различимы в обоих сегментах. Это означает, по мнению авторов, что большое количество сульфида – результат перколяции через оливиновую матрицу уже после того, как прошла основная стадия кристаллизации оливина. Все же при взгляде на рис. 13 авторов видна слабая обратная корреляция между наклоном и содержанием сульфида, противоположная той, что наблюдалась в дунитах Маунт-Кит (ниже).

Маунт-Кит (Ol в коматиитовых дунитах)

Распределения по размерам для оливина из дунитовых адкумулатов дунит-коматиитового комплекса Маунт-Кит описаны в (Godel et al., 2013). Возраст комплекса 2.7 млрд лет. Он входит в зеленокаменный пояс Агню-Вилуна протяженностью более 150 км. Маунт-Кит представляет собой линзу оливиновых кумулатов среди коматиитовых потоков и других вмещающих пород. Тело кумулатов протянуто с севера на юг на 6 км, при средней ширине их распространения около 500 м. Мощность изученного в керне скважины MKD153 интервала составляет 200 м, он относится к рудоносным адкумулатам. Магнезиальность пород по разрезу варьирует и составляет 92-93 мол. %. Несмотря на то, что весь оливин замещен лизардит-брусит-хлоритовым агрегатом, авторы убедительно показали, что средние размеры бывших зерен оливина обратно коррелируют с содержанием сульфидов на полированной поверхности керна. Хотя размеры реликтов достигают в редких случаях 1.5 см в длину, говорить что-либо об их морфологии и внутреннем строении невозможно в силу отсутствия собственно оливина. В большинстве случаев максимальный размер зерен 5-7 мм.

1.3.2. Полиминеральные кумулаты

Пойи (Ol в дунитах, троктолитах и верлитах)

В интрузиве Пойи (мощность порядка 2 км, возраст 270 млн. лет), состоящем из дунитов, троктолитов и верлитов CSD оливина было довольно подробно изучено (Yao et al., 2017). Авторы выделили 2 типа распределений: логлинейное, свойственное для троктолитов и верлитов и бимодальное, свойственное для дунитов и плагиодунитов. Бимодальное распределение они относят на счет аккумуляции крупных кристаллов. По предоставленному петрографическому иллюстративному материалу можно увидеть наличие необластов, образование которых также могло бы быть причиной бимодального CSD. Протекание динамической рекристаллизации авторы обсуждают довольно подробно, но не подчеркивают ее возможного влияния на CSD. Интересно, что в Пойи деформации в оливине проявлены не только в дунитовой части разреза, но и в троктолитовой. В Йоко-Довыренском массиве, как

будет видно ниже, сходные деформации проявлены только в дунитовой части разреза, однако их степень существенно слабее, так как формирования необластов не наблюдается.

Силл Муротомисаки (Ol в габброидах)

Наиболее простой природный пример, где возможно изучать динамику внедрения и внутрикамерного фракционирования базальтовых магм, являют собой небольшой мощности силлы. Работа по изучению CSD для одного из таких объектов представлена (Hoshide et al., 2006). Ими изучен габбровый комплекс Муротомисаки - силлоподобное тело мощностью до 220 метров, сформированное, вероятно, 14 млн. лет назад, которое состоит из последовательности, начинающейся с закаленных пород, сменяющихся последовательно пикритовыми габбро, оливиновыми габбро и грубозернистыми габбро, разрез заканчивается закалочной зоной. Авторы считают, что в зоне закалки представлено первичное для магмы количество оливина – около 10 об. %. Большая часть оливина скопилась в нижних 100 метрах разреза. В интрузиве есть четыре пика содержания оливина, первый в пикритовых габбро (15 м), а второй в середине зоны оливинового габбро (70 м). В них содержание достигает 40 об. %. Третий – на высоте 95 м в верхней части оливиновых габбро содержит до 20 об. % оливина. Четвертый пик содержания (до 30 об. %) находится сразу ниже верхней закалочной зоны.

Интерпретация модальных содержаний оливина и распределений его по размерам показана в работе (Hoshide et al., 2006) на схеме. В начале происходит простое накопление оливина. Формируется нижний пик содержания оливина в пикритовых габбро путем простого Стоксовского оседания. В работе сказано, что расчеты дают около 7 лет для оседания кристаллов. Предполагается, что состав расплава во время аккумуляции не менялся, а оливин практически не дорастал, кроме зоны возле второго пика оливина. CSD оливина в зоне накопления оседанием, особенно в районе пика, имеет логлинейную форму. Похожие формы характерны для нижней закалки, во всяком случае, по общему наклону и диапазону размера кристаллов, но в целом распределение больше похоже на бимодальное.

Второй и третий пики содержания оливина в оливиновых габбро демонстрируют не характерное для нижнего пика малое удельное количество кристаллов и больший размер оливина. Авторы связывают это с дорастанием последнего в камере интрузива. В районе зоны дорастания CSD оливина меняется, распределение смещается в сторону больших кристаллов, а форма его уже не линейная, а скорее логнормальная. Содержание MgO по сравнению с нижним пиком существенно меньше, при том же количестве оливина, также меньше и магнезиальность оливина. Это, очевидно, указывает на переуравновешивание оливина с более продвинутым расплавом.

Оливин из верхней закалки имеет CSD очень похожее на образцы нижней закалки и тоже близко к бимодальному. В конечном счете, анализ распределений оливина существенно затруднен тем, что хорошо повторяемых форм увидеть нельзя, и отнесение их к названным типам достаточно условно. Реально образцов с простой формой CSD всего два на 15 и 36 м разреза.

Хуаншаньси (Ol в лерцолитах и вебстеритах)

Данные по CSD оливина по 6 образцам приведены у (Mao et al. 2019) для лерцолитов и Ol-вебстеритов массива Хуаншаньси (рис. 8 г). Они являются вспомогательными и не несут основной нагрузки в работе. Образцы отобраны из отрезка скважины, секущего придонную часть ультрамафитовой последовательности, начинающейся после краевых габбро-норитов (как в Мончегорске). Некоторые CSD близки к логлинейным (по мнению авторов все), хотя наиболее крутое близко к логнормальной форме. Наклон CSD в лерцолитах положе, чем в оливиновых вебстеритах. Самое большое содержание NiO в оливине показывает образец с самым крутым наклоном CSD. При этом авторы считают, что образцы, показывающие наименьшую плотность нуклеации (на самом деле пересечение оси ординат) показывают наименьшее содержание сульфида. Такая корреляция, по их мнению, отличается от показанной для Джиньчуаня и Mt Keith. В целом наблюдение было бы интересным, учитывая, что в Довырене наблюдается схожая картина, но в этом массиве такая ситуация получается при сравнении одних лишь дунитов, с близким содержанием оливина в породе.

Бушвельд: переход от нижней (LZ) к критической (CZ) зоне (OPx, Pl в пироксенитах, норитах)

В Бушвельдском расслоенном комплексе (ЮАР), возрастом (2050 млн. лет), было предпринято подробное изучение CSD ортопироксена в 29 образцах (рис. 8 д) для 1600 метров разреза восточного лимба *Jagdlust Areas* (Boorman et al., 2004). В разрез входят окончание нижней зоны и две трети критической зоны. Образцы в изученном разрезе распределены неравномерно, а образуют плотные группы, что несколько снижает представительность данных. В нижней зоне гарцбургиты не изучались (трудно найти в свежем виде), а брались только ортопироксениты, хотя некоторая доля оливина в изученных породах присутствовала.

CSD авторы построили, используя квадратный корень из площади зерна. Они пришли к выводу, что все распределения логлинейные, за исключением загиба вниз в области малых кристаллов. Этот вывод, возможно, слишком общий, если взглянуть на предоставленные данные (рис. 8д). Распределения раскрашены по признаку деления на относительно компактные группы. По форме преобладают действительно логлинейные CSD, но есть и

логнормальные с подчиненным количеством бимодальных. В ортопироксенитах нижней зоны пироксен крупнее, а CSD имеет меньший наклон. Авторы, объясняют разный наклон CSD (и большой размер OPx) корсенингом, который происходит во время компакции. Все CSD они называют не первично ростовыми, а в разной степени преобразованными в результате компакции сопровождаемой перекристаллизацией (*recrystallization-aging*). Компакция проявлена сильнее (а CSD положе) в нижней зоне, что отражено и в меньшем содержании несовместимых (P, Y).

Авторы смоделировали кристаллизацию у кровли с постоянной скоростью остывания 0.005°C/день, осаждение и компакцию при образовании нижней и критической зоны в программе Иридиум (Boudreau, 2003) и получили модельный состав разреза сходный с природным.

У (Williams et al. 2006) приведены данные (30 образцов, Burgersfort bulge area) по сходному с описанным у (Boorman et al. 2004) отрезку разреза Бушвельда (рис. 8е), они углубились больше в нижнюю зону (~400 против 150 м) и только немного затронули нижнюю критическую. Изученный участок находится в 80 км южнее также на восточном лимбе.

В отличие от работы (Boorman et al., 2004), у (Williams et al. 2006) продемонстрировано, что наклон вверх по разрезу при переходе из нижней зоны в критическую растёт, а не падает. Породы в нижней зоне области Бюргерсфорт более тонкозернистые, чем в ней же на участке Ягдласт, изученном (Boorman et al., 2004), из чего авторы делают вывод, что более крутой наклон – результат большей скорости охлаждения, так как в этом месте разрез нижней зона в два раза тоньше. При этом первичный этап нуклеации и роста они считают одинаковым, а наклон формируется за счет вращения распределения против часовой стрелки при укрупнении. По мнению (Williams et al. 2006) истинно первичное CSD должно быть логлинейное без загиба вниз в области малых кристаллов. Авторы предполагают, что кристаллы ортопироксена, захваченные в ойкокрисы клинопироксена, представляют собой именно первичное раннее распределение (с более крутым наклоном), а популяция матрицы укрупнена и является поздней. Это спорный вывод о роли ойкокритов, что будет видно, например, из анализа данных по Йоко-Довыренскому и Ловозерскому массивам ниже.

В данных (Williams et al. 2006) выделяются две группы логлинейных распределений с разным наклоном (рис. 8е), и бимодальные, где два их сегмента по наклону совпадают с выделенными логлинейными. Данный факт авторы не обсуждают, хотя он неизбежно говорит о более сложной истории кристаллизации, нежели предлагают они.

Лилоис (Lilloise) (Ol, Px, Pl, Amph)

Расслоенный интрузив Лилоис имеет возраст 47-50 млн. лет и мощность разреза 2800 м. (Magee et al., 2010) приводят данные CSD для 8 образцов, в т.ч. в 4х образцах CSD оливина (рис. 8в). Логлинейные CSD они относят на счет поведения системы, как закрытой. Различный наклон CSD авторы интерпретируют как результат разной степени посткумулусного корсенинга по модели ближайших соседей (CN model).

Киглапайт (Ol, Pl, Px в троктолитах)

Троктолитовый массив Киглапайт датируется 1307 млн. лет, имеет максимальную мощность 8500 м (Higgins, 2002). Автор изучил на предмет CSD 13 образцов из массива, покрывающих весь его разрез примерно с одинаковыми промежутками. Нижние 86% разреза представлены троктолитами, далее следуют оливиновые габбро вплоть до ферросиенитов. Для интрузива характерна ритмичная расслоенность, где слои в основании слагаются обогащенными оливином породами, а в верхах обогащены плагиоклазом. Контакт между пачками резкий.

Автор пришел к выводу, что большая часть пород массива демонстрируют признаки разной степени корсенинга в своих структурах. Наклон функций CSD вверх по разрезу растет, что автор объясняет разной степенью укрупнения популяции. Эффект сортировки при Стоксовском оседании не проявляется. Также автор говорит, что не наблюдается и формальных признаков механической компакции, хотя, должно быть, она имела место. Лишь в нижней части интрузива в CSD прослеживаются следствия компакции-растворения. Хиггинс (Higgins, 2002) также отмечает, что практически во всех образцах прослеживается бимодальность распределения плагиоклаза, то есть присутствие двух популяций.

По (Barmina, Ariskin 2002) начальная магма при внедрении в камеру содержала порядка 20 вес. % плагиоклаза и 5 вес. % оливина. Это обстоятельство может объяснять бимодальность плагиоклаза и почти всегда логлинейные формы распределения для оливина. Плагиоклаз содержался в магме при внедрении в больших количествах, и крупная популяция отвечает этому интрателлурическому материалу. Так как почти весь оливин кристаллизовался в камере, наблюдается лишь одна его популяция, а бимодальность плагиоклаза объясняется эффектом котектики.

Илимаусак (Nef, Kfs, Arf, Eud в кокортокитах)

Щелочной агпайтовый расслоенный массив Илимаусак (возраст 1160 млн. лет) включает в себя ритмично расслоенную последовательность пород, где каждая разность условно определяется содержанием арфведсонита, эвдиалита или калишпата, превышающим половину. Породы называют черными, красными и белыми кокортокитами. В этой последовательности они составляют единицу ритма. Во всех породах присутствует от 15 до

20% нефелина. Мощность ритмов, которых насчитывается в обнажениях до 29 штук, варьирует от 2.5 до 17 м. (Hunt et al., 2017) изучили по 4 образца из 4х обнажений, вскрывающих границу ритмов Unit 0 и Unit -1, на предмет CSD пороодообразующих минералов и состава эвдиалита.

Авторы отмечают, что в целом CSD имеет логлинейную форму, как результат *in situ* кристаллизации на поверхности кристаллической каши в условиях кинетического контроля нуклеации и роста. Для бимодального распределения арфведсонита в черных кокортокитах авторы считают, что малая популяция образована *in situ*, а большие кристаллы осели из основного объема магмы, правда последний процесс считается не слишком значительным. Эвдиалитовые кокортокиты имеют почти логлинейное CSD и считаются образованными *in situ*, а логнормальная форма распределения интерпретируется как следствие незначительной механической сортировки. В белых кокортокитах, CSD калишпата имеет бимодальные и логнормальные формы. Авторы считают, что он кристаллизовался в объеме магмы и оседал, испытывая влияние сортировки. CSD нефелина белых кокортокитов приводят авторов к выводу об *in situ* кристаллизации, так как форма логлинейная. Стоит отметить, что вариации CSD между калишпатом и нефелином согласуются, т.е. бимодальное CSD у калишпата соответствует более крутому наклону логлинейного CSD у нефелина. То есть белые кокортокиты более мелкозернистые у основания.

Авторы делают вывод, что формирование расслоенности происходило в ходе ритмичного поступления магмы между подстилающей кашей и основным объемом магмы. Они говорят, что внедряющаяся магма была афировой и пересыщенной по всем минеральным фазам, но нуклеация была ингибирована высоким содержанием галогенов. Арфведсонит при кристаллизации забирал F, а следующий за ним эвдиалит вычерпывал Cl, что вместе с потерей галогенов в основной объем магмы приводило к нуклеации все более полимеризованных фаз (арфведсонит > эвдиалит > калиевый полевой шпат и нефелин).

1.4. МЕТОДЫ

Здесь рассмотрим методы и методики получения и изучения данных, которые применялись в работе. В частности, получения распределения кристаллов по размерам в шлифах, получения и анализа геохимических данных, а также изучения зональности индивидуальных зерен.

1.4.1. Техника получения и изучения CSD

Получение данных CSD производилось по методике, близкой к описанной у (Tarquini, Favalli, 2010). Методика, примененная в настоящей работе, подробно описана в (Соболев и др., 2023) и суммирована на схеме (рис. 9). Использовались сканы шлифов, полученные на

слайд-сканере Nikon Coolscan 5000 с разрешением 4000 пикселей/дюйм. Для 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 4. Каждая пара была повернута относительно другой на 22.5° , чтобы получить 4 изображения с различным погасанием для каждого зерна. 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 шлифа в кассету, 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 генерируются 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 получалась таблица размеров таких эллипсов (<https://imagej.net/software/fiji>). Для построения распределения использовались их большие оси.

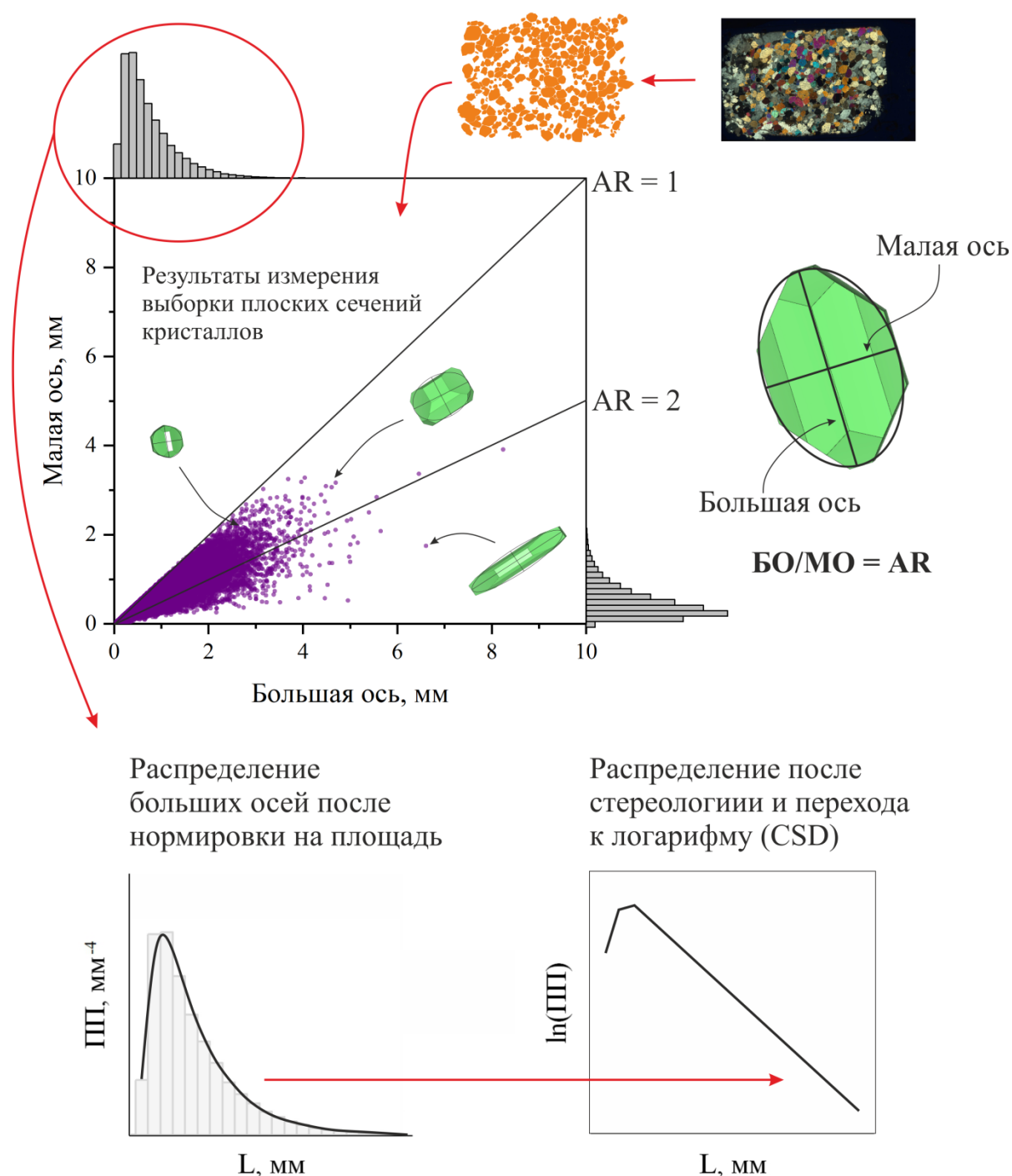


Рис. 9. Получение и преобразование гистограммы экспоненциального распределения размеров кристаллов в логарифмический вид, удобный для анализа (логлинейное CSD). Важно отметить, что кристаллы оливина (на примере всех измеренных оливинов Йокондовыренского и Мончегорского массивов) имеют различное аспектное отношение (AR) как за счет эффекта плоских сечений, так и за счет реальных вариаций. В целом, форма оливина тяготеет к $AR = 1.5$. ПП – плотность популяции, L – линейный размер.

Трансформация данных о распределении по размерам в двухмерном сечении в трехмерное распределение (стереологическая коррекция) и построение функций распределения производилось программой CSDCorrections 1.6 (Higgins, 2000). Параметры осей

аппроксимирующего эллипсоида для конкретной фазы выбирались одни и те же для всех образцов: 1:1,2:1,5 для оливина и 1:1,5:1,5 для нефелина, 1:1:2 для апатита, 1:1:1 для шпинели и лопарита. Хотя такой подход большинством авторов не применяется, он больше подходит, чтобы анализировать различия между слабо отличающимися образцами при сравнении их 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 шлифе путем построения карты невязок в координатах размеров осей аппроксимирующего эллипсоида. Для иллюстрации второго 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 одного типа хорошо совпадают, чего не достигается при коррекции на объем. Такой эксперимент для дунитов Йоко-Довыренского массива проиллюстрирован в начале главы 2 (рис. 12 ниже).

Зачастую анализ CSD и подход к составлению анализируемых выборок опирается на предположение, что его образование можно достоверно количественно интерпретировать, а одинаковая форма легко может быть отнесена к единому процессу. Это не так, универсальная теория на современном этапе пока не создана. Поэтому заранее не известно, насколько действительно вариабельны формы природных распределений, и какой набор процессов отвечает за их формирование. Второе традиционное имплицитное положение состоит в том, что в некотором объекте стоит ожидать континуального массива распределений, когда их характеристики непрерывно меняются, например, при движении от контакта внутрь интрузива (Zieg, Marsh., 2002) за счет изменения скорости кристаллизации. Это предположение верно тоже не всегда. В крупных интрузивах обычно наблюдаются, на первый взгляд, случайные вариации характеристик CSD по разрезу, наклон то растет, то падает, форма тоже меняется. Таким образом, редкая проба в достаточно большом интервале разреза не может быть представительной в плане CSD по отношению к этому интервалу. Отличительной чертой методики настоящей работы является стремление составить, в первую очередь, достаточно широкую выборку из максимально близких по облику, желательно визуально одинаковых пород, расположенных близко в разрезе. Вначале нужно отыскать действительно устойчивые формы природных распределений, чтобы выявить между ними тонкие различия. Наличие этих отличий при этом является гипотезой, которую необходимо подтвердить или опровергнуть корреляцией с другими характеристиками пород, например, особенностями валового химического состава и зональностью минералов.

1.4.2. Электронная микроскопия и микрозонд

Проверка состава и получение картин зональности минералов проводилось с использованием электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 (Чехия) с ЭДС приставкой U-Max 100 в ГЕОХИ РАН и на электронном микроскопе Jeol JSM-IT500 (Япония) с приставкой INCA X-Max в МГУ.

Изучение зональности оливина по примесным элементам (P, Ti, Al, Ca и других) проводилось путем картирования на электронном микрозонде JEOL JXA-8230 в МГУ и на электронном микрозонде JEOL JXA-iHP200F в ISTERre, Франция. Съемка карт выполнялась в специальном режиме высокого тока (Batanova et al., 2015). В МГУ съемка проводилась при параметрах 20 кВ, 300 нА, 250 мс выдержки на точку, в ISTERre 20 кВ, 500 нА, 300 мс. Предел обнаружения для фосфора в оливине составляет ~0.01-0.005 мас. % P_2O_5 в зависимости от условий измерения. На этих же приборах были получены точечные количественные анализы состава оливина тоже в режиме высокого тока.

1.4.3. Валовый химический состав пород

Для пород из Йоко-Довыренского интрузива валовые химические анализы по основным и примесным элементам были получены ранее (Арискин и др., 2018; Ariskin et al., 2018) в рамках работы группы, в которой работает автор диссертации. Определение концентраций главных и ряда примесных элементов в образцах ультрамафитов Мончегорского комплекса проводилось в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН методом РФА по схеме НСАМ ВИМС 439-РС – на вакуумном спектрометре Axios mAX Advanced.

1.4.4. Геохимическая термометрия и термодинамическое моделирование

Метод геохимической термометрии применим к серии комагматичных пород, минералы которых пребывали в равновесии с одним и тем же расплавом (Арискин, Бармина, 2000). Он основан на предположении, что при образовании некоторой серии пород магма сначала пребывает в состоянии открытой системы, в которой возможна динамика и перераспределение фаз. Разные участки магмы содержат разные пропорции кристаллов и расплава одинакового состава. Когда адвективный перенос прекращается, система становится условно закрытой в каждой отдельной своей части, которые далее эволюционируют самостоятельно. Кристаллизация и локальное переуравновешивание разных пропорций фаз приводит к тому, что при полном затвердевании финальный состав одних и тех же минералов отличается в разных образцах. Если смоделировать равновесную кристаллизацию такого набора пород некоторым термодинамическим алгоритмом (Комагмат или Melts), траектории в координатах Т – состав расплава по элементу Х или Т – состав фазы по элементу Х теоретически пересекутся при некоторой конкретной температуре, при

которой произошло закрытие системы. Метод, таким образом, позволяет только на основе валового состава некоторой последовательности комагматических пород выяснить условия их последнего равновесия, состав сосуществующих минералов и расплава на тот момент.

Так как была поставлена задача только некоторых прикидочных оценок температуры и поведения магм в разных условиях, для простоты использовался алгоритм Melts 1.2.0 в оболочке easyMelts от Einar Suikkanen. Использование этой программы, в частности, позволило оценить состав щелочного расплава для Ловозерских уртитов и провести расчеты его адиабатического подъема.

Сульфидная версия программы Комагмат-5 использовалась для оценки концентрации серы в расплаве в условиях сульфидного насыщения.

Глава 2. Йоко-Довыренский расслоенный массив

2.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Йоко-Довыренский расслоенный интрузив расположен в северном Прибайкалье, имеет возраст ~728 млн. лет (Арискин и др., 2013) и представляет собой вытянутое на 26 км (ЮЗ-СВ) тело с почти вертикальным залеганием элементов расслоенности (Кислов, 1998). Давление, характерное для формирования довыренской камеры, оценивается в 1-1.5 кбар, т.е. 3-5 км, интрузив близповерхностный. Стратиграфический разрез в срединной части массива (рис. 10) мощностью около 3400 м включает мелкозернистые габбронориты и пикродолериты из зоны закалки, которая сменяется зоной плагиоперидотитов (плагиоклазовых лерцолитов) (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 плагиоклазсодержащими дунитами, которые постепенно переходят в близкие к мономинеральным дуниты (вместе около 950 м) и далее – в толщи троктолитов (~1000 м) и габброидов (около 1000 м). При сохранении общей картины трех основных зон, обращает на себя внимание латеральная изменчивость массива: на СВ в разрезе Школьный (рис. 10) породы более меланократовые, в центре представляют собой среднюю картину для массиву, а на ЮЗ в разрезе Йоко породы содержат в среднем меньше оливина и больше клинопироксена в троктолитовой части и являются более лейкократовыми.

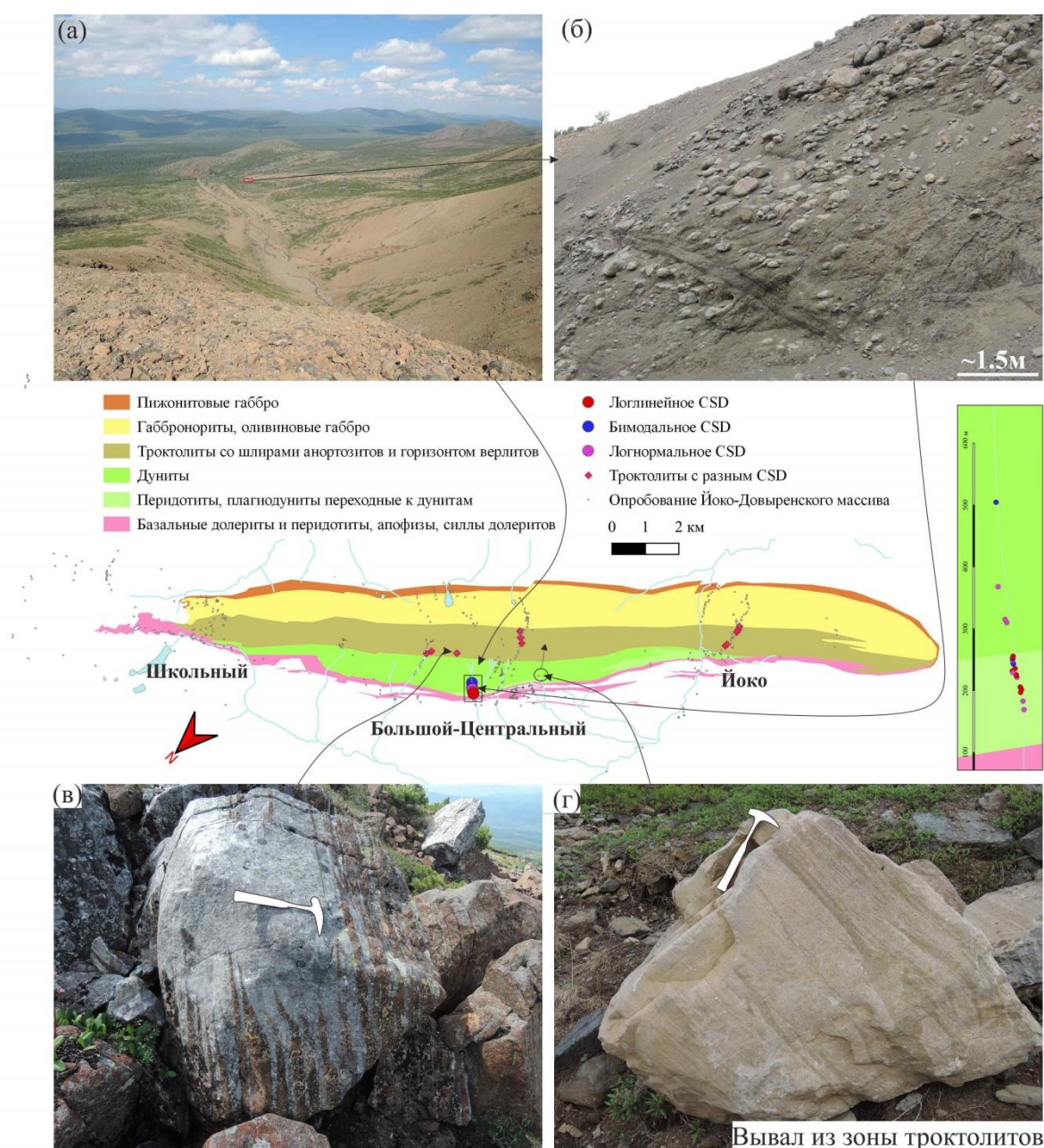


Рис. 10. Упрощенная геологическая схема Йоко-Довыренского массива (по Ariskin et al., 2018). На врезке даны положения точек пробоотбора, где приведены, в том числе, образцы, классифицированные без инструментального определения CSD, но визуальное и на основании геохимических данных (Ariskin et al., 2018) отнесенные к одному из трех типов. Геологические иллюстрации: а. вид на ручей Большой со склона Довырена в северном направлении; б. характерный склон долины ручья Большой, где обнажается нижняя часть разреза дунитов. Видно, что обнаженность, хотя и коренная, но не непрерывная; в. анортозитовый шпир в коренном залегании в нижней части троктолитовой последовательности, вид на ЮЗ; г. крупный отмытый валун троктолитов с характерной косолинзовидной слоистостью, мелкими послойными и изометричными анортозитовыми сегрегациями, а также пегматоидными прожилками до 1 см толщиной.

В работах (Ariskin et al., 2018, 2016) показано, что для оценки начала силикатно-сульфидной несмесимости в магме Йоко-Довыренского 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. Толща дунитов также примечательна тем, что в верхней части наблюдаются протянутые по латерали ксенолиты карбонатных скарнов, также они встречаются в нижней части троктолитов, если переместиться по латерали на СВ (Перцев, Шабынин, 1978).

Адкумулятивная оливин-плагиоклазовая толща троктолитовой части разреза, содержащая наименьшее количество клинопироксена, начинается и заканчивает горизонтами верлитов, которым в литературе по массиву уделено относительно мало внимания. Нижний горизонт заметно отличается как макро-, так и микроскопически от верхнего, клинопироксен здесь представлен диопсидом, в то время, как наверху авгитом. После верхнего горизонта верлитов (или плагиоверлитов) породы все еще отвечают по составу троктолитам, но клинопироксен еле заметно прибавляется, образует тонкие пленки между минералами кумулуса, что заметно, например, в Ca/Al в валовом составе пород. Толща троктолитов неоднородна в пределах обнажения, часто имеет косую слоистость (рис. 10 г), выраженную в чередовании мезо- и меланократовых разностей, может содержать анортозитовые обособления (Ariskin et al., 2023a) от первых сантиметров до шпиров (рис. 10 в) по несколько метров в поперечнике. Последние в большинстве своем являются безрудными, тогда они состоят почти целиком из плагиоклаза с небольшой примесью интерстициального клинопироксена и хромистой шпинели.

В верхней части разреза, начиная с района перехода троктолитов к габброидам, имеются минерализованные сульфидоносные такситовые анортозиты, часть из которых относится к т.н. Главному рифу, а часть не классифицирована. Минерализованные анортозиты имеют обычно такситовое строение и заметно более крупнозернистые по сравнению с окружающими породами, однако, их нельзя назвать пегматоидными. Многие крупные кристаллы оливина, плагиоклаза и клинопироксена несут признаки быстрого, частично скелетного роста и именно за счет этого приобретают крупнозернистый облик. Рассеянный в анортозитах сульфид платиноиды обычно не включает, они находятся на краях, что хорошо видно по результатам компьютерной томографии (Pshenitsyn et al. 2023).

Настоящие пегматоиды распространены по всему разрезу троктолитов и, как правило, представляют из себя тонкие жилки до нескольких сантиметров, редко более крупные до нескольких десятков см. обособления. Они могут быть минерализованными, в частности, такие пегматоиды и простые минерализованные троктолиты дали основание для выделения в

средней части троктолитового разреза сульфидоносной зоны Конникова (Арискин и др. 2020). Более крупные пегматиты с кристаллами до 10 и более см отмечены только в габбровой части разреза, информации о них мало.

Дуниты, в целом, лучше обнажены в ручьях (рис. 10 б), чем троктолиты, которые часто покрыты сплошным курумником. Последний затрудняет отбор из коренных обнажений, и часто образцы разреза взяты из «бизкоренных» глыб. Образцы дунитов были выбраны из центральной части массива (рис. 10 и врезка на нем) в области перехода от плагиодунитов к дунитам: доля нормативного оливина в них составляет не менее 80%. Здесь же отобраны лерцолиты из нижней реверсии подстилающие дуниты. Образцы троктолитов и верлитов отобраны в центральной части массива и на склонах г. Йоко (рис. 10).

2.2. ДУНИТЫ И ЛЕРЦОЛИТЫ

Образцы для изучения CSD оливина в дунитах выбирались из базовой коллекции по разрезу Большой-Центральный, для большинства из которых имеются описания структуры и надежные определения содержаний главных и примесных элементов (Ariskin et al., 2018). 17 образцов, отобранных для изучения CSD, характеризуют стратиграфический интервал протяженностью около 300 м, начиная с плагиодунита, обр. 07DV124-3 ($h = 181$ м от нижнего контакта), до, возможно, слабоконтаминированного дунита, обр. 07DV124-17 ($h = 496$ м), см. таблицу 2. и (рис. 10)

Таблица. 2. Положение образцов в разрезе, структурная информация и другое для дунитов и лерцолитов из Йоко-Довыренского массива.

Образец	Порода	Высота, м	CSD OI	N	S	Mg#	OI norm, 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	Pl-перидотит	5,40	-			81,0	46,8	0,70	0,061	53	8,42	28,20
13DV547-1	Pl-перидотит	149,60	-			85,5	64,9	0,97	0,040	15	10,40	37,80
13DV547-10	Pl-перидотит	155,80	-			85,3	66,7	1,00	0,030	13	10,80	38,10
09DV501-7	Pl-перидотит	158,00	-			85,2	70,9	1,00	0,030	28	10,60	38,10
13DV547-16	Pl-перидотит	160,20	-			85,4	65,5	1,07	0,020	9	13,00	43,80
13DV547-31	Pl-дунит	167,18	лог*			84,1	80,1	0,42	0,020	14	0,51	2,03
07DV124-03	Pl-дунит	181,0	лог	534	607	84,5	79,3	0,39	0,030	9		
09DV501-25	Pl-дунит	189,8	лин	1052	452	85,8	81,5	1,37	0,08	6	9,06	37,00
09DV501-29	Pl-дунит	196,8	лин	803	400	85,1	80,4	1,01	0,02	9	6,36	27,00
07DV124-4	Pl-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.

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. 2). В качестве формальной границы принят стратиграфический уровень $h = 228$ м, где отобран обр. 07DV124-5, который характеризуется резким скачком количества рассеянных сульфидов и содержанием ~85% *Ol*. 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. 2, тип CSD), в работе рассматриваются пять образцов подстилающих плагиоперидотитов (DV30-4, 13DV547-1, 13DV547-10, 09DV501-7, 13DV547-16), для которых структурные характеристики не рассматриваются, и четыре образца дунитов и плагиодунитов (13DV547-31, 13DV547-122, 09DV501-58, 09DV501-86), 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.

2.2.1. Петрография изученных пород дунитовой части разреза

Петрографическое описание изученных дунитов и плагидунитов стоит рассматривать совместно. Их портрет в большой мере зависит от положения в разрезе и количества интеркумулусных фаз. Породы варьируют от ортокумулатов (рис. 11 а,б,в) до практически адкумулатов (рис. 11 г), с содержанием оливина 80-95%. Его средние размеры зерен составляют 2 мм. Примерно в половине случаев он явно идиоморфный с кристаллографическими очертаниями. Редко встречаются причудливой формы кристаллы, с заливами или вытянутые, иногда попадаются обломки кристаллов. В крупных оливинах встречаются полифазные включения, в которых находятся пироксены, слюда и амфибол. Оливин может иметь признаки деформаций, выраженные в наличии субзерновых границ (рис. 11 г).

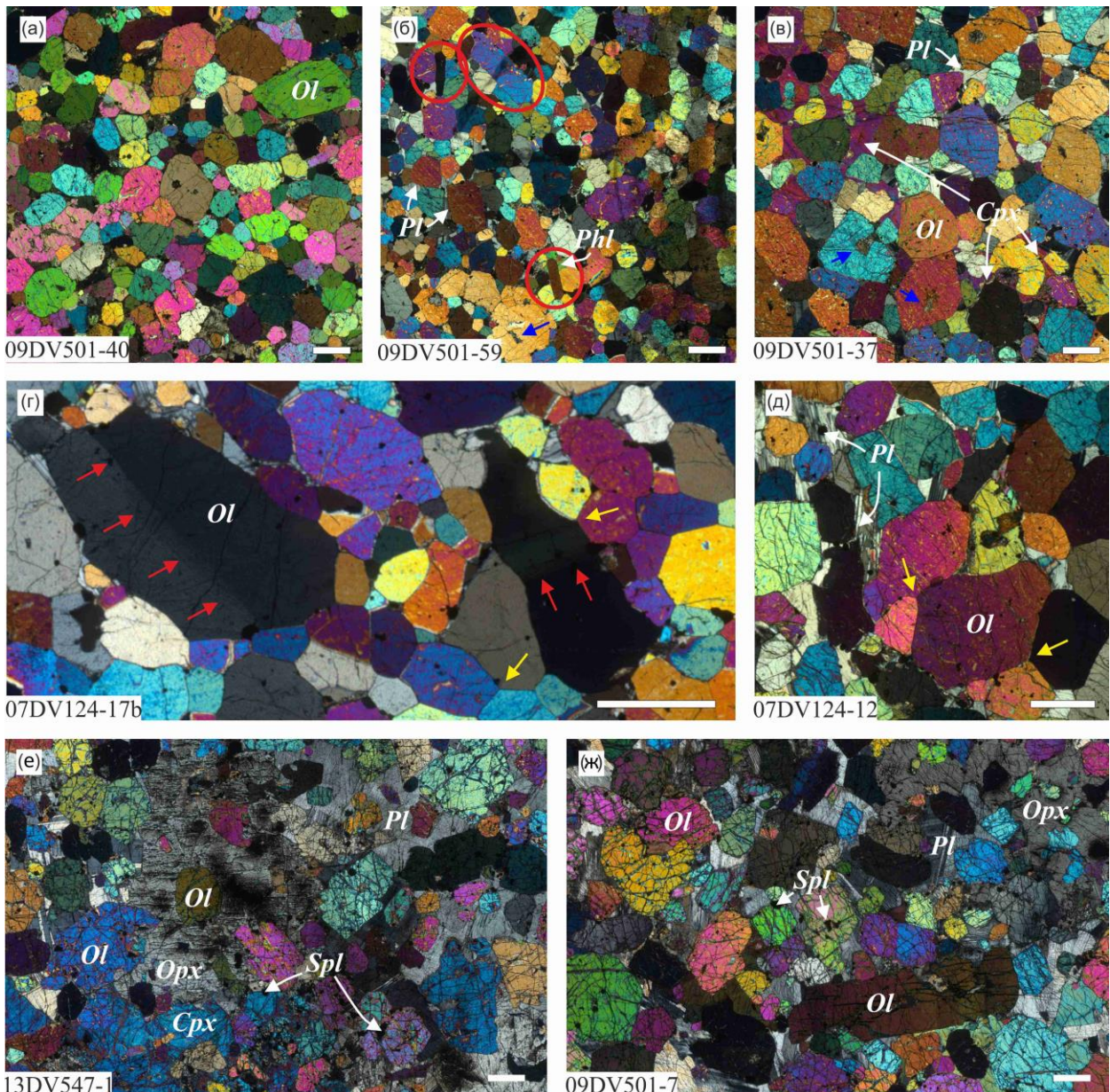


Рис. 11. а. 09DV501-40 дунит ортокумулат с линейным CSD; б. 09DV501-59 дунит ортокумулат с бимодальным CSD; в. 09DV501-37 дунит ортокумулат с логнормальным CSD; г. 07DV124-17b дунит близкий к адкумулату с бимодальным CSD, примечательно наличие удлиненного оливина, хорошо видны субзерновые границы; д. 07DV124-12 дунит ортокумулат с логнормальным CSD, локально присутствуют характерные для адкумулатов границы зерен оливина; е. 13DV547-1 плагиолерцолит; ж. 09DV501-7 плагиолерцолит с вытянутым оливином. Масштабная линейка – 1 мм.

Когда оливин контактирует по граням, границы оказываются ровными. Но может происходить и «вдавливание» одного кристалла в другой, что напоминает элементы адкумулсных структур. В некоторых образцах тройные стыки оливина могут стремиться к 120° , но распределение таких стыков и вдавленных контактов по объему породы неравномерно и не повсеместно (рис. 11 д). В части двугранных углов появляются адкумулсные “носики” (Holness et al., 2005).

Интеркумулус представлен обычно пойкилитовым плагиоклазом, ортопироксеном и клинопироксеном. Также встречается флогопит, амфибол. Оливин при контакте с интерстициальным ортопироксеном и реже клинопироксеном подвергается резорбции. Иногда внутри небольших ойкокристов Орх могут оставаться мелкие реликты оливина неправильной формы. На форме крупных кристаллов ОI резорбция сказывается слабо. Интеркумулус распределен в объеме неравномерно, а распределение оливина в пространстве может свидетельствовать о существовании кластеров во время его осаждения. Вторичные изменения, если и встречаются, то больше всего обычно по плагиоклазу. Хромшпинелид распространен в интеркумулусе (наиболее крупный) и во включениях в оливине, но преимущественно в интерстициях. В части дунитов для интеркумулуса характерно наличие сульфида. Позже будет показано, что количество сульфидов и хромита связано с CSD оливина.

Плагиолерцолиты (рис. 11 е, ж) от описанных выше дунитов отличаются в первую очередь большей пропорцией интеркумулуса (50 % и более). Оливин в среднем более крупный, достигает 3-4 мм. В его форме могут читаться признаки ранее скелетного облика, встречаются уплощенные (в шлифе удлиненные) зерна (рис. 11 ж), а также зерна с заливами, причудливые. Коррозия пироксенами по оливину проявлена более существенно, но идиоморфные кристаллы все же встречаются. Некоторые кристаллы могут быть сильно обогащены хромитом, и вообще он обычно находится в оливине или по его краям, на удалении в рыхлом интеркумулусе хромшпинели обычно нет. Размеры ойкокристов ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза достигают 1 см. Сульфид редок и мелкий, редко встречается и флогопит.

2.2.2. CSD оливина дунитов

По методике, описанной в (Соболев и др., 2023), получены 17 CSD оливина (таблица П1-1) из дунитов и плагиодунитов Йоко-Довырена (Соболев и др., 2024). При стереологическом преобразовании используется 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 для удобства сравнения очень близких по CSD пород (рис. 12 а-в). Чтобы снять вопросы, почему выбранный подход оказывается оптимальным, в данном разделе один раз приводятся дублирующие графики для изученных образцов, построенные при использовании коррекции на объем в программе CSDCorrections 1.6 (рис. 12 г-е) и подборе параметров эллипсоида на основе метода (Morgan, Jerram, 2006). 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 оценку 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 (из 17 образцов) из дунитов и плагиодунитов (Соболев и др., 2024) удалось выделить три четкие группы распределений, которые названы в работе логлинейными, бимодальными и логнормальными (рис. 12 а, б, в соответственно). Данные типы по петрографическому облику близки к ранее выделенным в дунитах Йоко-Довырена (Чернышов, 2001) протемагматической, мезогранулярной и протогранулярной структурам соответственно. Выделение типов CSD и положение образцов в разрезе даны в табл. 2 (тип CSD). Первые два типа CSD занимают каждый свою довольно компактную область на диаграмме (рис. 12 а, б). Логнормальные распределения несколько отличаются от образца к образцу (рис. 12 в) 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).

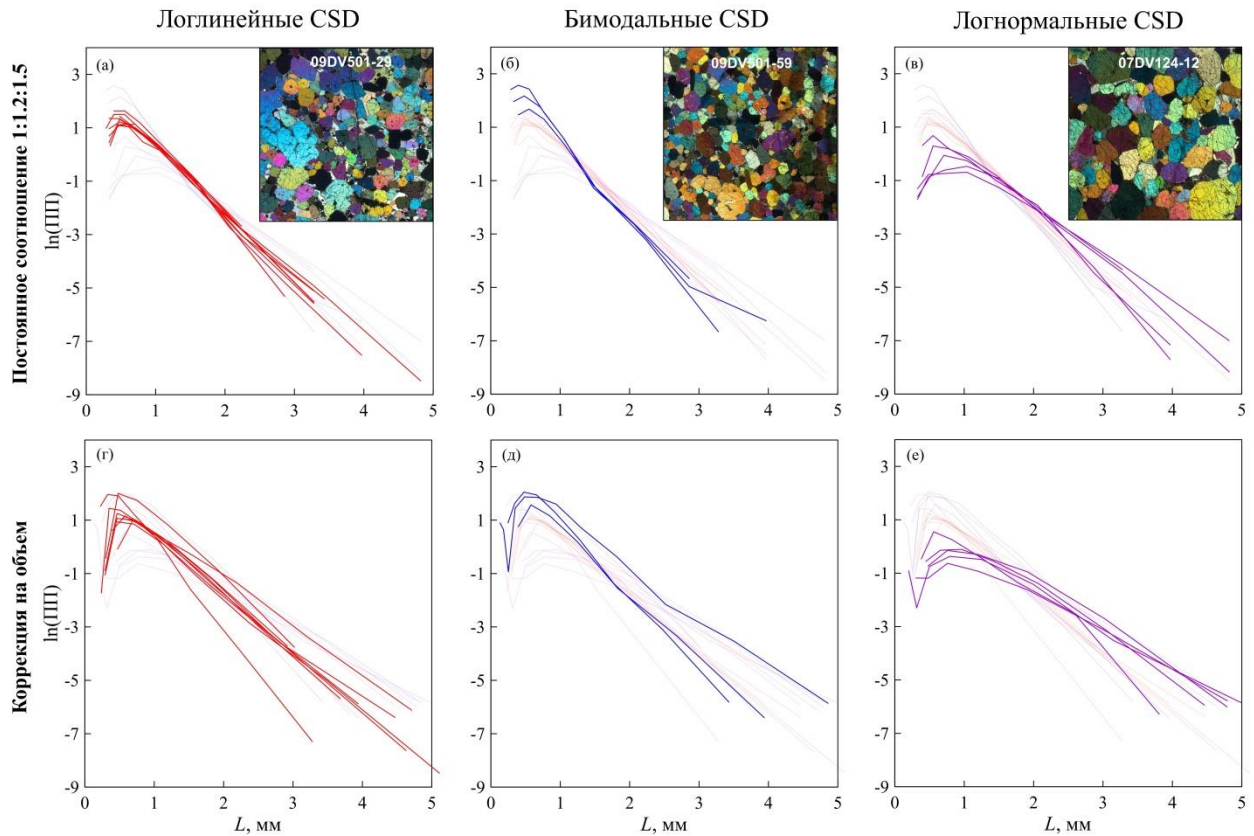


Рис. 12. Распределения кристаллов оливина по размеру: L – линейный размер, ПП – плотность популяции. Каждый вид CSD иллюстрирован врезками со снимками шлифов типичных образцов, размеры врезок 1*1 см. Значения функций и аргументов (а-в) даны в таблице П1-1.

В разрезе перечисленные типы распределений чередуются между собой (Таблица 2). Массовая нормативная доля оливина в рассматриваемых образцах составляет от 80 до 96 % и в среднем составляет 85%. При этом тип CSD не зависит от содержания интеркумулусных минералов, что будет проиллюстрировано вариациями содержаний в породах элементов несовместимых с оливином. Количество интеркумулуса контролируется в большей мере высотой в разрезе. В полевых условиях, несмотря на хорошую обнаженность плагиодунитовой части разреза, визуально породы с разными распределениями оливина пока отличать не удавалось, хотя и такой задачи в прошлых полях не ставилось.

Для пород с линейными распределениями можно отметить некоторые характерные петрографические черты. В них иногда встречаются неровные, зубчатые границы между зернами оливина, что является следствием небольшого дорастания в кумулусе после осаждения (рис. 11 а). В интеркумулусе обычен сульфид. Текстура, на первый взгляд, массивная, но визуально по неизометричным сечениям может прослеживаться 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 образце 09DV501-59 (рис. 11 б). В последнем размер их небольшой в пределах 2 мм. Отношение сторон (AR) уплощенного оливина от размера кристаллов зависит слабо и для большинства кристаллов составляет 1:4-1:5. Для данных дунитов прослеживается 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 с другими типами CSD, встречается в интеркумулусе и во включениях в оливине. Вторичные изменения не развиты. Текстура скорее массивная.

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.

2.2.3. Зональность оливина дунитов

Для оливина наиболее интересна зональность по фосфору. Ее виды весьма разнообразны и поэтому не поддаются описанию в простых терминах. При описании удобно ввести краткие условные обозначения, которые помогут ориентироваться на рисунках:

s (skeletal) – сложной формы картина распределения фосфора, напоминающая сечение скелетного или реберного кристалла;

sb (secondary branches) – вторичные ветви, то есть ответвления от реберных форм;

o (oscillatory) – осцилляторная зональность или более грубые слабо различимые концентрические зоны;

sz (sector zoning) – секторная зональность;

l (lagoon) – лагуна или залив с плавными изогнутыми краями, обедненный фосфором на фоне более богатых участков;

d (dissolution) – отчетливая секущая граница между зональным по фосфору ядром и незональной каймой оливина, вероятно, обязанная растворению;

ps (pressure solution) – отчетливое секущее положение границы двух кристаллов оливина по отношению к зональности одного из них, что может быть интерпретировано, как растворение под давлением на контакте зерен;

be (boundary enrichment) – протяженные вдоль краев кристаллов оливина тонкие зоны слабого обогащения, относительно резко отделяющиеся от основной части зерна;

pe (pore enrichment) – обогащение в плотных стыках трех зерен оливина, не содержащих других минералов, вероятно, образованное при зарастании пор кумулуса.

Также будут описаны особенности зонального распределения в оливине некоторых других элементов.

В фосфорной зональности оливина из образца дунита 09DV501-59 (бимодальное CSD оливина) основной чертой является наличие вытянутых скелетных ядер (*s* на рис. 13 а, в), которые, однако, видны только в некоторых кристаллах. В первую очередь, обращает на себя внимание удлинённое зерно около 2×0.3 мм (рис. 13 а), с сечением близким к (001). В своем ядре оно имеет вытянутую зону, обогащенную фосфором, которая, по-видимому, является таблитчатым зародышем. Максимальное содержание P_2O_5 здесь составляет 0.11 мас. % (рис. 13 д, таблица 3). От этого зародыша расходятся по направлению ребер 4 симметричных «волоска», самый длинный из которых доходит практически до самой границы зерна (*s* на рис. 13 а). Вдоль роста этих зон наблюдаются редкие включения хромита. Сходная картина с вытянутой обогащенной фосфором зоной в своей оси наблюдается и во втором вытянутом зерне (*s* на рис. 13 в). Здесь эта зона менее упорядочена и разветвлена, в ней наблюдаются разрывы и изломы, что видно и в облике зерна в целом. Оно имеет пережимы и слегка изогнуто, состоит как бы из нескольких бусин, нанизанных на общую нить.

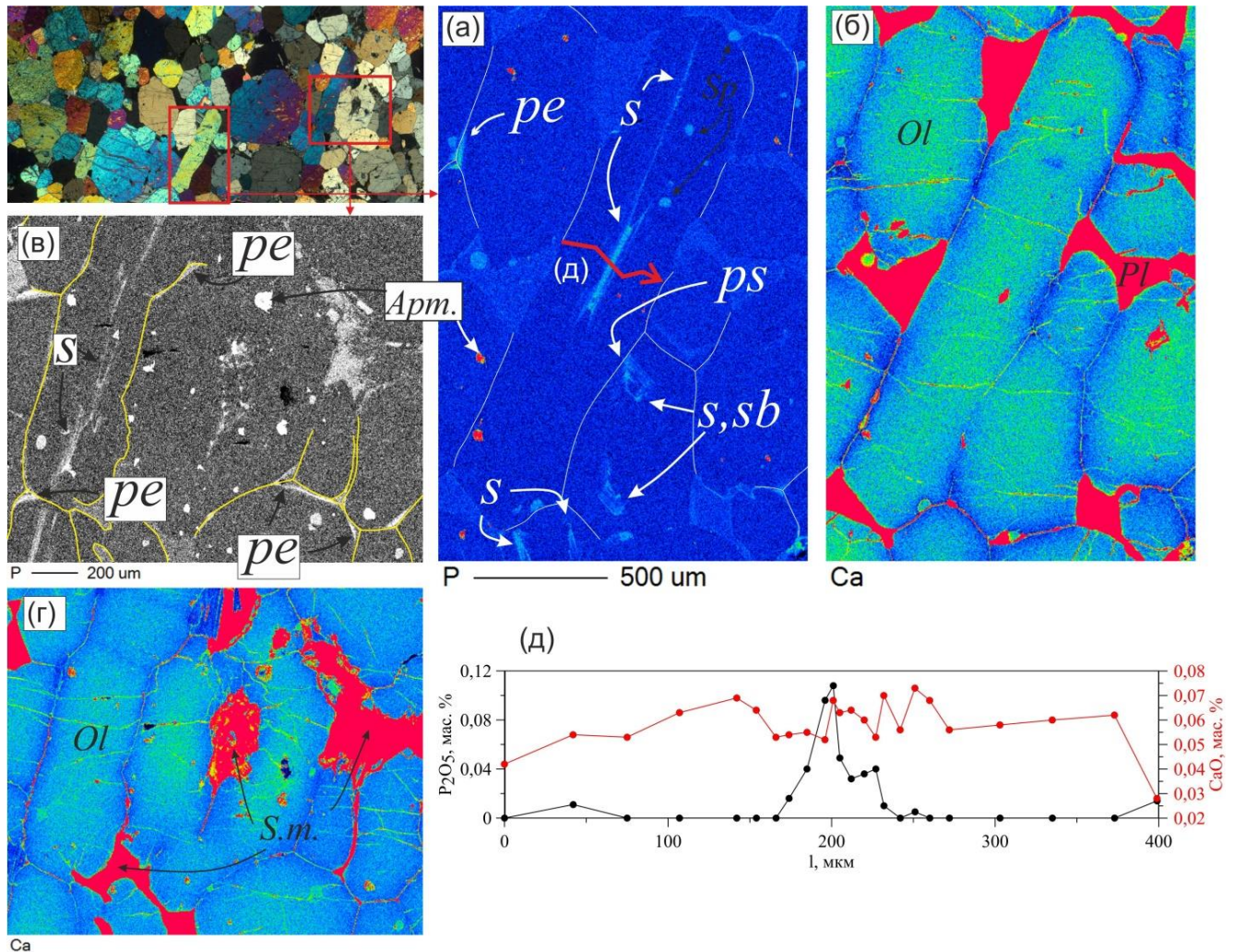


Рис. 13. Карты зонального распределения элементов в оливине из образца дунита 09DV501-59 (анализировался в МГУ) из Йоко-Довыренского массива (а-г). д. профиль количественных определений P_2O_5 и CaO вкрест вытянутого зерна (красная линия на а).

Предел обнаружения фосфора 0.005 мас. % P_2O_5 . Чем насыщеннее цвет на изображениях от темно-синего к голубому (а), темного к светлому (в) и от синего к зеленому (б, г), тем выше концентрации Р и Са в оливине. Арт. - артефакты съемки (пузыри напыления). Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Sp – шпинель, S.m. – вторичные минералы: возможно, тремолит-актинолит, серпентин.

Таблица 3. Состав оливина (в мас. %, лаборатория МГУ) из образца дунита 09DV501-59 по профилю на (рис. 3 д.).

l, мкм	SiO ₂	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	Сумма
0	39,95	47,07	12,02	0,10	н.п.о.*	0,04	0,01	0,01	0,20	0,31	99,70
42	40,76	48,12	12,31	0,05	0,01	0,05	0,03	0,03	0,19	0,30	101,86
75	40,73	48,18	12,26	0,06	н.п.о.	0,05	0,04	0,00	0,20	0,31	101,83
107	39,90	47,13	12,07	0,05	н.п.о.	0,06	0,02	0,01	0,19	0,31	99,72
142	40,84	48,13	12,29	0,06	н.п.о.	0,07	0,02	0,00	0,21	0,28	101,87
154	40,86	48,30	12,32	0,07	н.п.о.	0,06	0,03	0,03	0,22	0,31	102,19
166	39,91	47,21	12,06	0,07	н.п.о.	0,05	0,02	0,03	0,21	0,30	99,84
174	39,81	47,08	12,04	0,07	0,02	0,05	0,02	0,02	0,21	0,30	99,62
185	39,83	47,18	12,06	0,05	0,04	0,06	0,03	0,02	0,21	0,31	99,78
196	39,83	47,11	12,07	0,05	0,10	0,05	0,03	0,01	0,22	0,30	99,76
201	39,95	47,28	12,12	0,05	0,11	0,07	0,02	0,02	0,20	0,31	100,13
205	39,87	47,25	12,10	0,06	0,05	0,06	0,02	0,03	0,20	0,32	99,95
212	39,89	47,22	12,11	0,06	0,03	0,06	0,02	0,01	0,20	0,31	99,92
220	40,79	48,21	12,33	0,07	0,04	0,06	0,02	0,02	0,21	0,30	102,03
227	39,95	47,24	12,08	0,06	0,04	0,05	0,01	0,03	0,20	0,31	99,98
232	39,90	47,24	12,10	0,06	0,01	0,07	0,01	0,03	0,18	0,29	99,89
242	40,01	47,27	12,08	0,07	н.п.о.	0,06	0,03	0,01	0,22	0,31	100,03
251	40,01	47,27	12,11	0,07	н.п.о.	0,07	0,01	0,01	0,21	0,30	100,07
260	39,71	47,01	11,99	0,05	н.п.о.	0,07	0,04	0,03	0,21	0,29	99,39
272	40,11	47,47	12,15	0,07	н.п.о.	0,06	0,02	0,02	0,20	0,29	100,38
303	40,45	47,89	12,19	0,04	н.п.о.	0,06	0,01	0,02	0,20	0,31	101,14
335	39,66	46,96	11,99	0,06	н.п.о.	0,06	0,00	0,03	0,20	0,29	99,25
373	40,46	47,88	12,20	0,09	н.п.о.	0,06	0,02	0,02	0,21	0,30	101,19
399	39,72	47,07	11,80	0,05	н.п.о.	0,03	0,02	0,04	0,19	0,28	99,21

Примечание. н.п.о. - ниже предела обнаружения. Предел обнаружения P_2O_5 – 0.01 мас. %.

l – расстояние по профилю в микронах.

Для скелетного кристалла на рис. 13а справа от вытянутого зерна отмечены пути роста ребер с периодически расходящимися вторичными ветвями (**sb** на рис. 13а). Можно предположить, что обогащенная зона образована на среднем этапе роста, в то время как начало и конец роста этого кристалла происходил без обогащения фосфором. В то же время можно дать и другую интерпретацию, когда фосфорные зоны являются проекцией реберного роста, когда кристалл срезан на некотором удалении от ядра. Тогда и кажущееся ядро и кайма без фосфора представляют собой продукт единого последнего этапа кристаллизации, когда происходило зарастание и заливов, образованных ребрами, и нарастание каймы. При

этом в одном месте скелетное ядро рассмотренного кристалла контактирует с незональной частью вытянутого зерна. Отсутствие каймы здесь обозначено (*ps*), то есть обязано, вероятно, растворению под давлением.

Важной особенностью зональности, заметной в первую очередь на рис. 13в, является наличие обогащения фосфором зон плотных тройных стыков между зернами (*pe*). Такие обогащенные зоны в целом имеют форму треугольника, границы которого отмечены наиболее высокими концентрациями фосфора. По направлению стыка зерен концентрация убывает. Форма таких обогащенных зон напоминает поздние поры, которые некогда были заняты расплавом, а теперь замещены оливином. Обогащение при этом обычно неодинаково во всех трех зернах, в одном или двух оно более выражено, в то время как в третьем почти не заметно. Так как обогащение фосфором происходит при быстром росте кристалла, асимметрия обогащения объясняется разноименными гранями, ориентированными у каждого зерна в сторону поры. Для одних характерна большая скорость роста, для других - меньшая.

В центре карты (рис. 13 г) крупное зерно срезано вдоль (100) и содержит полость, занятую в основном, видимо, тремолит-актинолитом и серпентином, которая представляет собой реликт крупного расплавного включения. От нее вниз отходит слабо заметная обогащенная фосфором зона, протянутая вдоль [001], которая отмечает стык реберных форм роста.

В образце 09DV501-59 оливин имеет отчетливо зональное распределение кальция (рис. 13 б, г), содержания которого максимальны (до 0.07 мас. % CaO) в ядрах кристаллов и диффузионно убывают к границам. Заметно, что концентрации минимальны только там, где оливин контактирует между собой и не содержит других фаз по границе. Однако данное правило нарушается на уже рассмотренной границе, обозначенной *ps* на (рис. 13 а). Здесь концентрация кальция в обоих зернах не достигает минимальных значений.

Зональность по алюминию в данном образце очень слабая. Зональность не проявлена по Fe, Mg, Ni, Si, Cr, а по Ti не анализировалась.

Образцы дунитов 09DV501-37, 07DV124-12 имеют общие структурные (логнормальное CSD оливина) и геохимические черты (Соболев и др., 2024) и будут рассмотрены вместе. Подробная карта мелкого кристалла оливина из обр. 09DV501-37 демонстрирует тонкую осциляторную (*o* на рис. 14 а) и секториальную (*sz* на рис. 14 а) зональность по фосфору. Важнейшей чертой является наличие бедной фосфором каймы, которая срезает зональность ядра (*d* на рис. 14 а). Также видно, что одна и та же грань при росте обогащается больше у ребра кристалла. Крупный изометричный оливин в обр. 07DV124-12 имеет в центре слабо обогащенное фосфором пятно неясной формы и осциляторную зональность на краю (*o* на рис. 14 в). Пара зерен среднего размера имеют фосфорную зональность, которая похожа на следы реберного роста (*s(?)* на рис. 14 в). В мелких кристаллах угадывается такие же каймы,

бедные фосфором (**d** на рис. 14 в), как и в обр. 09DV501-37. Эти каймы интерпретируются как результат растворения и последующего дорастания кристалла. Данное наблюдение не противоречит механизму, предложенному (Simakin et al., 2020), когда логнормальное распределение по размерам обязано растворению преимущественно малых зерен из-за наиболее эффективной диффузии вокруг них в окружающий расплав и последующего дорастания всех зерен уже с одинаковой скоростью. Собственно говоря, карты зональности в данных образцах и были сделаны, чтобы подтвердить данную гипотезу, высказанную на основе формы CSD, что и было успешно сделано. Обратную ситуацию (безфосфорное ядро и богатая кайма), но с таким же характером границы наблюдали (Howarth, Gross, 2019) в кимберлитах. Они сделали вывод, что бедные фосфором ядра представляют собой оплавленные ксенокристы. Действительно, для подтверждения растворения не принципиально, что обогащено фосфором, ядро или кайма. Важен только характер границы между этими зонами, которая должна быть резкой секущей. Случай зонального ядра более предпочтителен только в том смысле, что тогда видно, как зональность срезается при резорбции.

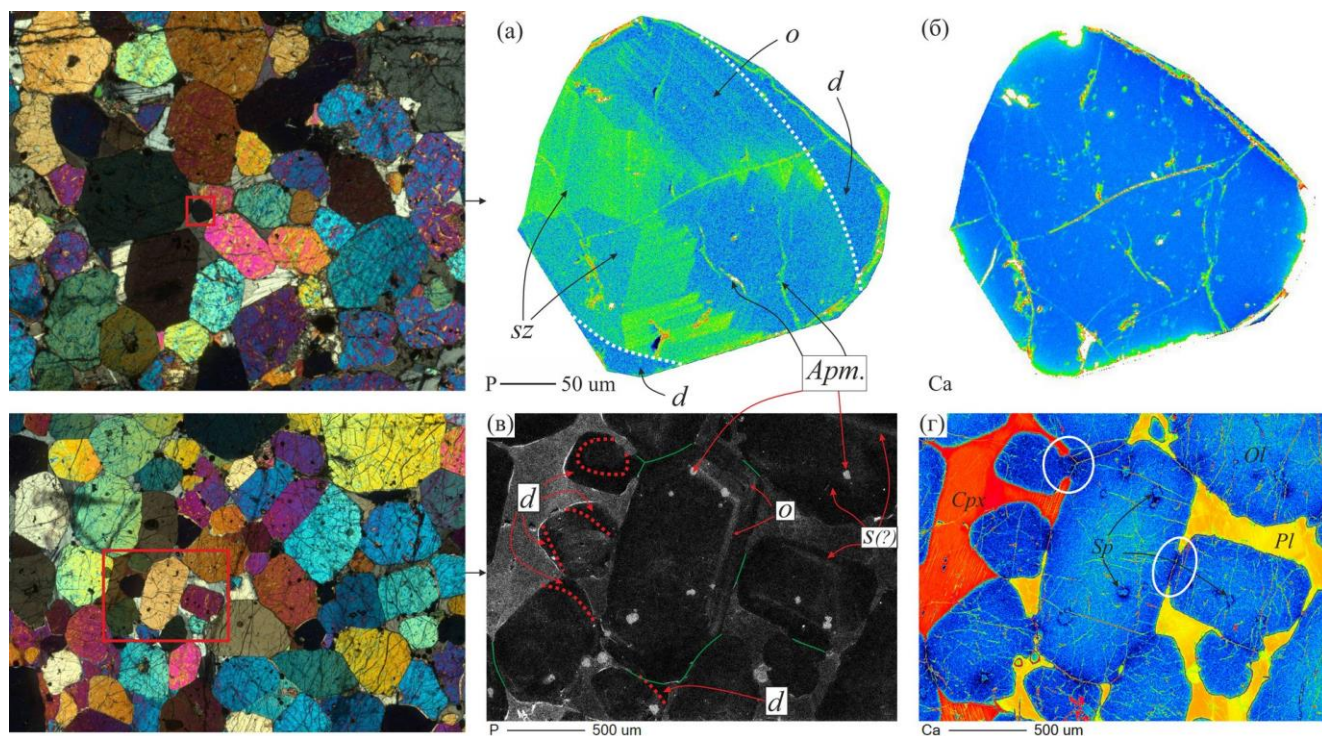


Рис. 14. Карты зонального распределения элементов в оливине из образцов дунитов (а,б) 09DV501-37 (анализировался в ISTerre) и (в,г) 07DV124-12 (анализировался в МГУ) из Йокс-Довыренского массива. На (а) белый пунктир и на (в) красный пунктир выделяет границу между зональным ядром и бедной фосфором вторичной каймой. На (в) зеленые линии подчеркивают границы между зернами оливина. Чем насыщеннее цвет от синего к зеленому на изображениях (а, б, г), и от темного к светлому на (в), тем выше концентрации Р и Са в

олиивине. Важно отметить, что цветовая шкала для содержания кальция на (г) разная для оливина и интеркумulusа (*Pl*, *Cpx*).

Как и в описанном выше дуните (обр. 09DV501-59), на карте распределения кальция в обр. 07DV124-12 (рис. 14 г) видно, что не только на контакте оливина с клинопироксеном, который однозначно имеет с ним реакционные взаимоотношения, но и на контакте оливина с плагиоклазом видны криволинейные границы и заливы в стыки зерен (двугранные углы). Последние отмечены белыми эллипсами (рис. 14 г).

В образцах 09DV501-37, 07DV124-12 зональность по алюминию очень слабая и качественно не интерпретируема. Зональность по Ti, Cr, Fe, Mg, Si отсутствует, а по Ni не анализировалась.

2.2.4. Гетерогенность в координатах MgO-FeO, линия оливинового контроля

В разрезе, опробованном вдоль руч. Большой, имеется **скрытая гетерогенность**, которая проявлена 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 F_{086} и F_{088} (рис. 8 б в Ariskin et al., 2018; таблица П2-1). Эти петрологические неоднородности проявлены в масштабе от первых до 10 м и не могут быть однозначно классифицированы как расслоенность, поскольку в полевых условиях можно распознать только петрографические типы, заметно отличающиеся по количеству интеркумulusа – 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 ($\sim 1190^\circ\text{C}$ и $\sim 1290^\circ\text{C}$ Ariskin et al., 2018), в момент внедрения равновесных с кристаллами оливина F_{086} и F_{088} соответственно. 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 кумулюс–интеркумulus по мере остывания смеси кристаллов и расплава (Barnes, 1986).

Для дунитов, составы которых наиболее близки на диаграмме MgO-FeO к составу стехиометричного оливина (рис. 15 а), если их классифицировать по типу CSD оливина, выделяется следующая зависимость. Породы с логлинейным распределением могут ложиться как на высокомагнезиальную линию оливинового контроля (ЛОК), так и на низкомагнезиальную (красные точки на рис. 15 а). Породы с бимодальным CSD (синие точки

на рис. 15 а) всегда лежат на ЛОК Fo88. ЛОК от Fo86 до Fo87.5 характерна для дунитов с логнормальным CSD (фиолетовые точки на рис. 15 а), при этом они не перекрываются с бимодальными разностями.

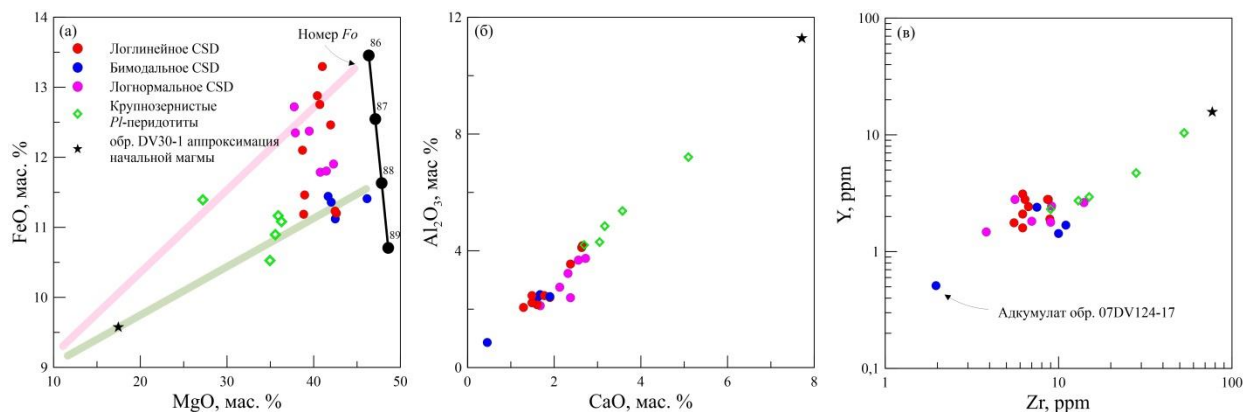


Рис. 15. (а) диаграмма MgO-FeO, иллюстрирующая положение пород, относительно чистого стехиометричного оливина. Зеленая линия – тренд смешения модельного высокотемпературного расплава и Fo88, розовая линия – то же для низкотемпературной жидкости и Fo86 (согласно (Ariskin et al., 2018)); (б),(в) видна прямая корреляция, контролируемая соотношением оливина и интеркумулусных минералов. Важно отсутствие группировки пород различных структурных типов; Значки пород раскрашены согласно типизации CSD, описанной выше. Составы пород даны в таблице П2-1.

Для дунитов и плагиодунитов содержания CaO и Al₂O₃ (рис. 15 б), которые примерно отражают количество интеркумulusа, варьируют в пределах 0,4–3 и 2–4 мас. % соответственно. В плагиолерцолитах их содержание повышено вплоть до 5 и 7 мас. %. По сравнению с остальными обр. 07DV124-17 имеет минимальные содержания этих элементов, так как является адкумулятом. Из несовместимых элементов для иллюстрации вариаций содержания интеркумulusных фаз выбраны Zr, Y (рис. 15 в). Количество шпинели в породе маркируется концентрацией хрома (см. ниже рис. 16 б). Максимальное его содержание характерно для некоторых плагиолерцолитов и в нижней части последовательности плагиодунитов. В целом, породы с разным типом CSD имеют сходное количество интеркумulusа и не разделяются на группы на приведенных диаграммах (рис. 15 б, в), то есть количество интеркумulusа не коррелирует с типом распределения. Тем не менее, есть тенденция, что в породах с логнормальным CSD количество плагиоклазовых компонентов (Ca, Al) чуть больше, чем в большинстве логлинейных и заметно больше, чем в бимодальных.

2.2.5. Корреляция CSD и валового состава пород

Для халькофильных элементов (Cu, Ni) и серы (рис. 16 г, д) в целом свойственна прямая корреляция содержаний в породах, которая особенно хорошо видна для меди с серой. Она,

вероятно, отражает факт единой миграции этих элементов в несмесимом сульфидном расплаве. Концентрации серы и халькофилов (таблица П2-1) включают условно фоновые для разреза содержания и несколько обогащенные (0.3–0.6 мас. %) по отношению к разрезу с такой же долей интеркумулуса. Обогащение халькофилами (рис. 16г,д) свойственно для пород с логлинейным CSD, они относятся к убого минерализованному горизонту с рассеянными сульфидами (Ariskin et al. 2018). Эти породы могут быть в ряде случаев, но не всегда, совместно обогащены хромом. Породы с логнормальным CSD оказываются самыми обедненными халькофильными элементами и хромом (рис. 16б,г,д). Образцы с бимодальным CSD ложатся в область промежуточных содержаний.

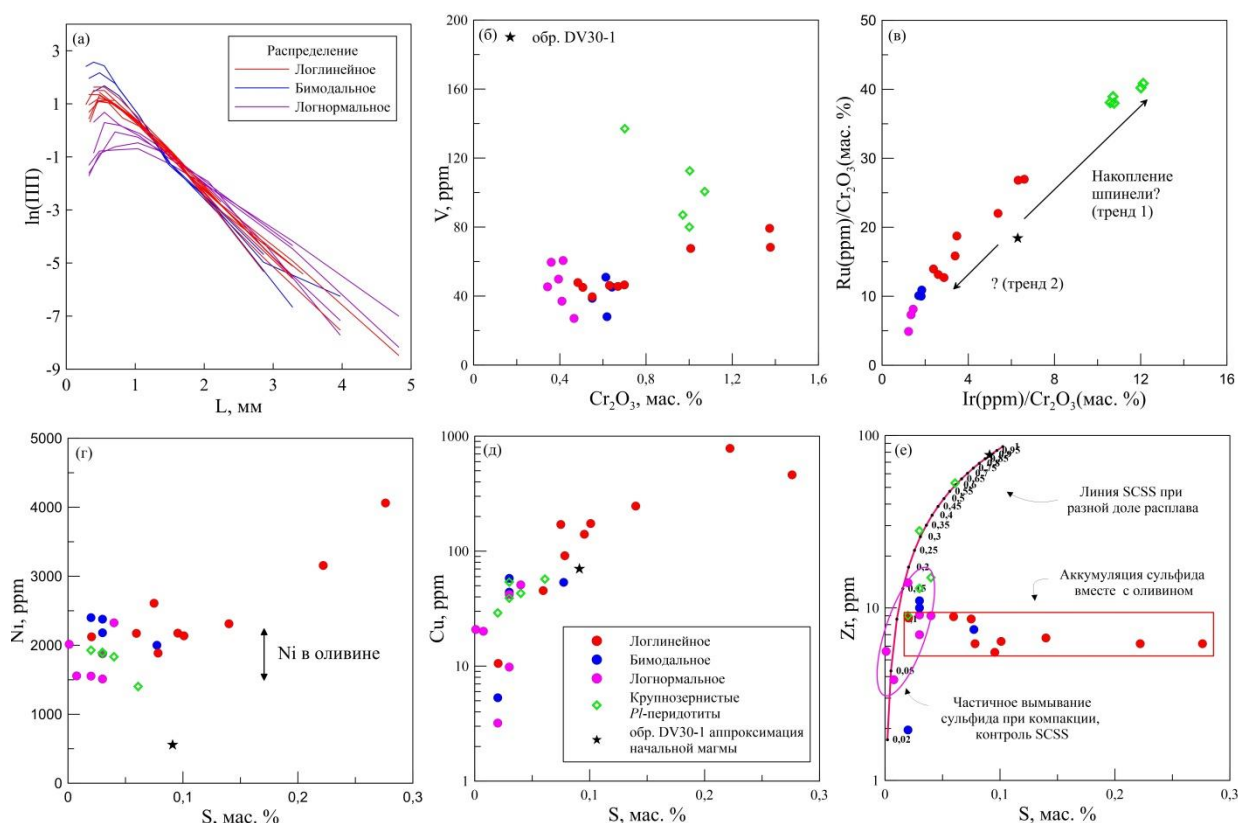


Рис. 16. CSD оливина (а) и геохимические диаграммы (б-е) для валовых содержаний в породах (V, Cr, ЭПГ, Cu, Ni, S и Zr), где значки раскрашены в соответствии с типом формы CSD оливина. Значение SCSS (е) рассчитано в программе КОМАГМАТ 5.3. Пояснения в тексте. Составы пород даны в таблице П2-1.

Отчасти такое содержание халькофильных элементов можно было бы объяснить тем, что для бимодальных дунитов характерна повышенная магнезиальность по сравнению с некоторыми логлинейными. Если бимодальные, это менее фракционированные магмы одного источника, они должны содержать меньшие концентрации несовместимых с оливином элементов, в том числе Cu и S. Однако проблема в том, что самые бедные серой породы имеют логнормальное CSD и в то же время являются и наименее магнезиальными. Напротив, обр. 07DV124-4 относительно высокомагнезиальный, при этом имеет логлинейное

CSD и повышенные содержания Ni, Cu, S. Простого тренда накопления несовместимого элемента в координатах магнезиальность–сера не наблюдается. Значит, в убого минерализованных породах содержание сульфида не отвечает равновесной кристаллизации без аккумуляции, и нужно привлечь еще один процесс для объяснения происхождения пород с логнормальным CSD.

Информативным оказывается рисунок в координатах S–Zr (рис. 16 е), где сера отражает количество сульфида (в том числе растворенного в расплаве), а цирконий – силикатного расплава, захороненного в кумулусе. Здесь составы пород распадаются на два тренда. Первый маркирует обогащение серой при примерно постоянном содержании интеркумulusного силикатного расплава (постоянном Zr), и превышает предел SCSS, который для данных составов оказывается близок к 0.1 мас. % для чистого расплава. Это означает избыточную механическую аккумуляцию сульфида и иногда хромита в дунитах с логлинейным CSD на этапе осаждения оливина.

Для более наглядной демонстрации накопления сульфида в программе КОМАГМАТ-5.3 рассчитана траектория кристаллизации обр. DV30-4. Это плагиоперидотит, отобранный на отметке разреза 5.4 м и находящийся близко к линии оливинового контроля F_{088} . Для предполагаемых параметров равновесия при внедрении (модельная температура 1300°C, $F_{087.3}$), количество расплава составляет 55.7 мас. %. Значение SCSS при этих параметрах составляет 0.1024%. Используя известную концентрацию Zr в породе (48 ppm), рассчитана линия контроля SCSS в породах при разной массовой доле расплава (рис. 16 е). Отметим, что породы, лежащие на линии оливинового контроля F_{086} , имеют большие содержания железа и большую расчетную SCSS при той же температуре (примерно на 0.02 мас. %). Однако при оцененной для них температуре равновесия, близкой к 1200°C, значение SCSS также оказывается близко к 0.1 мас. %.

В дунитах с логнормальным CSD (фиолетовые символы на рис. 16 е), обедненных сульфидом, его конечное содержание примерно контролируется пределом SCSS. Эти породы составляют часть второго тренда. Его продолжение составляют образцы плагиоперидотитов (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.

Таким образом, учитывая форму CSD, свойственную в том числе для растворения-дораствания, а также зональность некоторых зерен оливина по фосфору, можно предполагать, что оливин в них подвергся воздействию неравновесного горячего расплава. Этим расплавом был вынесен сульфид. Расплав был ниже или близок к насыщению по сульфиду, что и обеспечило попадание пород на тренд контроля SCSS.

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 на этот счет оказывается построение в координатах $\text{Ir}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ – $\text{Ru}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ (рис. 16 в), 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. 16 в) видно, что все четыре описанных петрографических типа пород наиболее четко подразделяются на группы из всех приведенных построений. В работе (Арискин и др., 2018) отмечается, что в подстилающих плагиоперидотитах 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 несмесьимый сульфидный расплав по сравнению с Ir.

2.2.6. Краткие выводы

В дунитовой части разреза, в нижней ее половине, выявлены три типа распределения кристаллов оливина по размеру – логлинейное, бимодальное и логнормальное. Породы с логлинейным CSD оливина в части случаев обогащены халькофильными элементами за счет аккумуляции сульфида. Породы с бимодальным CSD местами несут вытянутые кристаллы оливина со скелетными ядрами и относятся к относительно высокотемпературной линии оливинового контроля. Они несут признаки ускорения кристаллизации из-за взаимодействия магм с контрастом температуры в 100°C . Породы с логнормальным CSD обеднены халькофилами и хромом, в зональности мелких кристаллов оливина обнаружены признаки растворения-дораствания. Эти породы несут следы прокачки неравновесного расплава через кристаллическую кашу, что приводило к растворению-дорастванию оливина, образованию

логнормального CSD, выносу сульфидов и хромита. Фильтрация, вероятно, носила фокусированный характер.

2.3. ТРОКТОЛИТЫ И ВЕРЛИТЫ

В троктолитовой части разреза изучено 14 образцов собственно троктолитов и 2 образца Pl-верлитов. 11 образцов (табл. 4) отобраны в районе разреза Большой-Центральный и 5 образцов с разреза Йоко (рис. 10). В частности, рассмотрены образцы, отобранные из контакта безрудного анортозитового шпир (обр. 19DV941-3) и вблизи минерализованного анортозитового шпир главного Рифа (образцы 13DV537-... 6 штук). Образцы в таблице сортированы согласно высоте, отсчитанной от границы дунитов и троктолитов. Это более удобно для сравнения образцов, отстоящих по латерали, так как подстилающие дуниты и лерцолиты могут варьировать по мощности, а вот троктолитовый горизонт более-менее выдержан по мощности во всем массиве.

Таблица 4. Положение в разрезе и структурная информация для образцов из троктолитовой части разреза Йоко-Довыренского массива.

Образец	Порода	Разрез	Высота, м	Высота от нижней границы троктолитов, м	CSD OI	N	S
19DV941-3	троктолит	Большой	1427	123	сл бим	554	135
07DV403-2	троктолит	Большой	1372	156	лин 1	669	242
16DV705-1	троктолит с Срх	Йоко	600	249	бим	1795	222
07DV314-4	троктолит	Большой	1281	250	сл бим	1196	247
16DV706-1	троктолит с Срх	Йоко	640	303	бим	2159	381
13DV527	троктолит с малым к-вом Срх	Большой	1800	534	бим	1402	240
07DV144-1	верлит	Большой	1970	699	бим	3076***	524
16DV718-1	верлит	Йоко	944	716	бим	1341	161
16DV720-1	троктолит с Срх крупным	Йоко	1000	782	сл бим	1079	223
16DV724-1	троктолит с Срх	Йоко	1102	886	лин крутой	976	325
13DV537-2	троктолит с Срх	Большой	1601	894	лин 1	943	338
13DV537-17a	Троктолит с Срх	Большой	1601	894	лин 1*	405	241
13DV537-17б	Троктолит с Срх	Большой	1601	894	лин 2	865	381
13DV537-30	Троктолит с Срх и Орх	Большой	1601	894	лин 1	631	245
13DV537-44	Троктолит с Срх	Большой	1601	894	лин 2	685	310
13DV537-49	Троктолит с Срх	Большой	1601	894	лин 2	843	321

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.

2.3.1. Петрография пород троктолитовой части разреза

Для пород троктолитовой части разреза Довырена – мелано-, мезо и редко лейкотроктолитов, и плагиоверлитов из разрезов Большой-Центральный и Йоко характерны

некоторые общие черты. В первую очередь - это адкумулятивный облик пород (рис. 17). Кумулюсной фазой здесь всегда является оливин и плагиоклаз. Размер зерен оливина от 0.1 до 3-4 мм. Размерность плагиоклаза в целом следует размерности оливина, как и относительная доля мелких и крупных кристаллов.

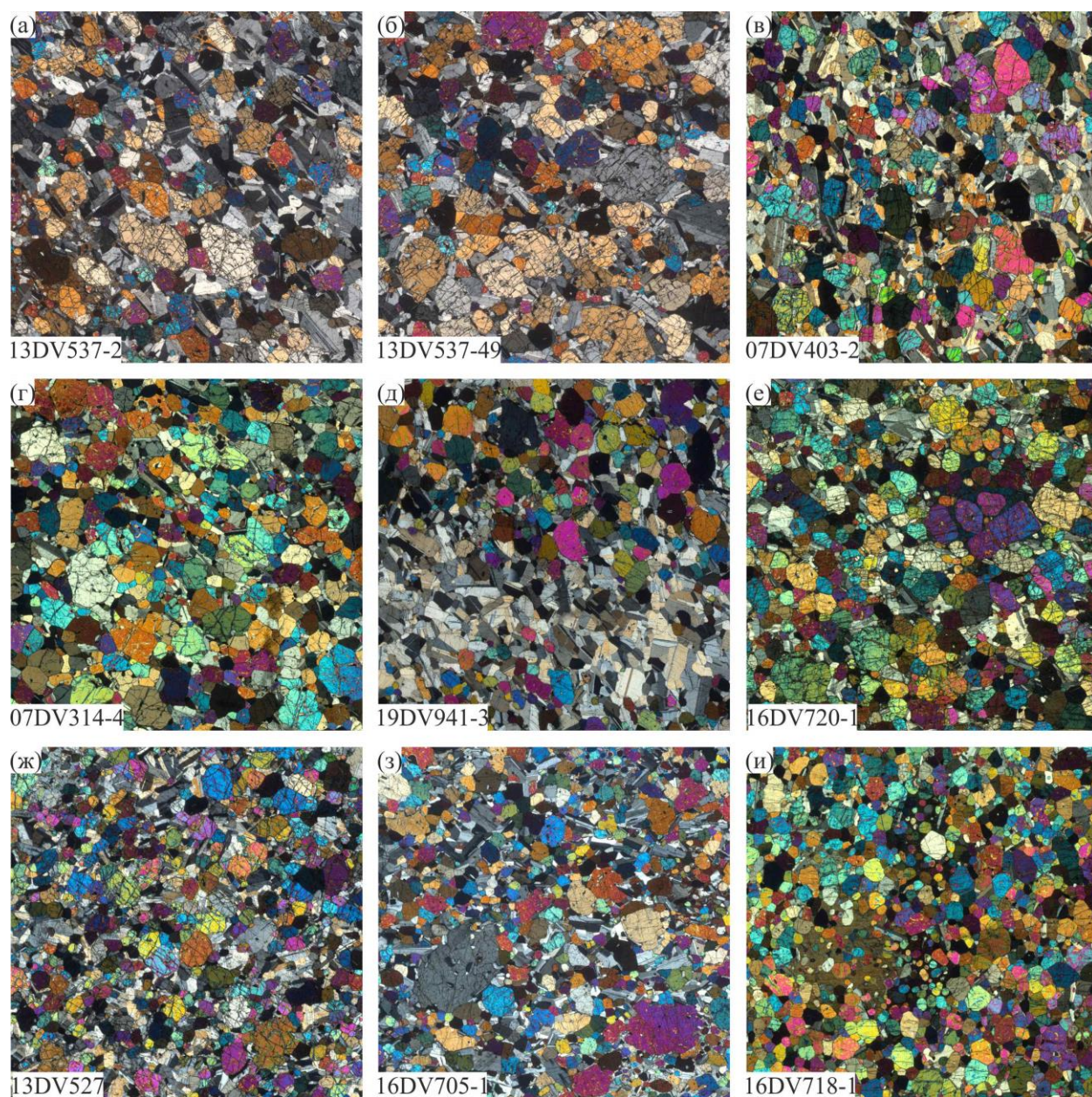


Рис. 17. Фотографии изученных пород троктолитовой части разреза Йоко-Довырена в скрещенных николях. Размеры изображений 1х1 см.

В троктолитах, где оливин имеет развитую мелкую популяцию, плагиоклаз чаще представлен сильно вытянутыми лейстами, хотя это правило выполняется не всегда. Лейсты плагиоклаза могут и не сопровождаться мелкозернистым оливином. В среднем AR плагиоклаза в троктолитах близко к 2 или чуть больше, AR оливина, как и в дунитах в среднем 1.5.

В троктолитах, богатых плагиоклазом, крупные оливины могут иметь неправильные очертания (рис. 17 з), с заливами, хвостами и множеством включений мелкого плагиоклаза на краях. Кристаллы плагиоклаза настолько сложных форм не имеют. Кристаллы оливина в троктолитах явно чаще несут в себе включения плагиоклаза, нежели в верлитах, где их в оливине практически не бывает. Также и с меланотроктолитами: частота включений плагиоклаза в оливине меньше по сравнению с более лейкократовыми разновидностями. Только в некоторых плагиоверлитах плагиоклаз пойкилитово включает мельчайшие зерна оливина (рис. 17 и). Границы кумулусных зерен часто вогнутые в один из кристаллов. В большинстве случаев для трехгранных срастаний оливина характерно стремление углов к 120° .

В плагиоверлитах и некоторых троктолитах (рис. 17 е) клинопироксен образует ойкокриссты, но их облик при этом отличается. Клинопироксен в троктолитах разреза Центральный встречается в основном в отдельных порах и редко более связный. Ситуация отличается в верхней части разреза троктолитов, которая вмещает Главный риф (рис. 17 а, б) и может уже быть названа переходной к габброидам. Здесь доля клинопироксена подрастает, и он уже образует связные пойкилитовые кристаллы, в которых оливин и плагиоклаз, однако, расположены очень плотно, поэтому ойкокриссты имеют пленочный характер. Если расположение оливина и плагиоклаза внутри ойкокрисстов оказывается более разреженным, то эти минералы обычно представлены самыми мелкими кристаллами. Эта ситуация напоминает Pl-верлиты. Однако в меланотроктолитах, где мало мелкого оливина, ойкокриссты его уже не концентрируют, а ведут себя скорее сходно с S_{rx} в дунитах (рис. 17 е). Эти породы детально не изучались, но, вероятно, они имеют отношение к, наблюдавшимся в полевых условиях, верлитам нижней части троктолитовой единицы. В случае наличия ортопироксена в троктолитах, его ойкокриссты ведут себя схоже с клинопироксеновыми, но оливин, включенный в них, несет признаки растворения.

В Pl-верлитах клинопироксеновые ойкокриссты имеют иной облик, они в случае небольшого размера (3-5 мм) изометричные и округлые, оливин в них более разреженный, чем в троктолитах в том же положении и всегда мелкий. При этом он может иметь отчетливые габитусные формы с сохраненными гранями, чего не наблюдается для таких мелких оливинов за пределами ойкокрисстов из-за адкумулусного процесса. Размер ойкокрисстов S_{rx} , в пределах горизонта плагиоверлитов может достигать нескольких сантиметров. Тогда, во-первых, они уже представляют собой радиальное срастание нескольких крупных кристаллов S_{rx} , а во-вторых, становится заметна их уплощенность, согласная расслоенности массива. В них все также включен преимущественно мелкий оливин. Причем его размеры, по-видимому, оказываются меньше, чем для мелкой популяции

бимодальной матрицы. В данной работе рассматривались P1-верлиты исключительно с небольшими (~3 мм) ойокристами Срх. Помимо ойокристов директивность в текстуре может подчеркиваться ориентировками крупных оливинов и, конечно, плагиоклазом. Ориентировки, видимо, планарные. Похожая ситуация наблюдается в разрезе Йоко, однако тут ойокристов по несколько сантиметров автором не наблюдались.

2.3.2. CSD оливина троктолитов

Для троктолитов получено 14 CSD оливина (таблица П1-2), для верлитов – 2 (рис. 18). Все CSD в троктолитах в той или иной степени содержат в себе малую и большую популяцию, тем не менее, нижняя половина разреза в целом характеризуется почти логлинейным CSD с небольшим увеличением крутизны в области менее 1.5 мм (рис. 18 а,б). Верхняя половина, в том числе верлитовый горизонт, характеризуется в большей степени отчетливо бимодальным CSD (на Йоко почти все распределения бимодальные, см. рис. 18 б). Далее, на высоте Главного Рифа распределения оливина снова принимают логлинейный характер и оказываются наиболее пологими среди всех троктолитов (рис. 18 в).

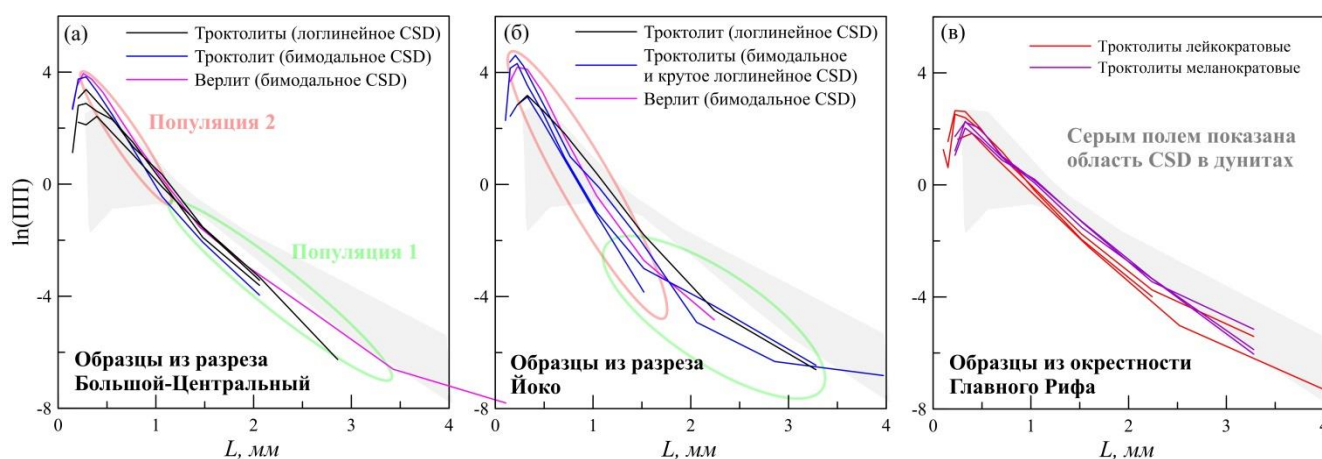


Рис. 18. CSD оливина в троктолитовой части разреза. Значения функций и аргументов даны в таблице П1-2.

Отметим, что при сравнении CSD слабо бимодальных меланотроктолитов и бимодальных (или даже тримодальных) мезотроктолитов выявляется одинаковый наклон основной популяции меланотроктолитов (обр. 16DV720-1, 07DV314-4, 07DV403-2) и средней популяции мезотроктолитов (обр. 16DV705-1). При этом образец 16DV720-1, CSD для которого наилучшим образом совпадает с бимодальными троктолитами, содержит ойокристы клинопироксена и может считаться переходной разностью к верлитам.

CSD оливина в троктолитах, прилегающих к рудоносным анортозиам (образцы 13DV537-2 – 13DV537-49), четко разделились на два пучка (рис. 18 в), первый для относительно меланократовых разновидностей и второй для лейкократовых. Только лейкократовый троктолит (обр. 13DV537-17а) чуть отклоняется от остальных. Наклон CSD оливина круче

для лейкократовых разностей. Оливин меланократовых троктолитов наиболее близок по форме CSD к дунитам, однако все же распределение круче, причем его форма сложная и ее нельзя охарактеризовать как просто логлинейную или бимодальную. В области 0.5-1 мм есть уплощенный участок распределения, после которого следует такой же наклон, как и до него. Для лейкократовых троктолитов CSD можно классифицировать как логлинейное, за вычетом небольшой неопределенности в области больших кристаллов. В нижней части троктолитовой толщи изучен образец 07DV403-2, CSD для которого наиболее близко к логлинейным с горизонта Главного Рифа. Распределение, в целом, параллельно крутой популяции малых кристаллов в бимодальных дунитах (Соболев и др., 2024).

Особенность верлитов состоит в том, что в них, в случае наличия небольшого количества плагиоклаза (обр. 16DV718-1), последний включает наиболее мелкие округлые зерна оливина по тому же принципу, что и клинопироксен ойкокритов.

2.3.3. Зональность плагиоклаза троктолитов

В строении кумулятивного плагиоклаза не обнаружено настолько сложных элементов строения, как в оливине, но даже небольшая зональность имеет генетическое значение. Зональность изучена на примере образца 19DV941-3, где, в первую очередь, стоит отметить редкие крупные и средних размеров кристаллы плагиоклаза с множественными включениями (рис. 19), зачастую распределенными по зонам роста. Включения присутствуют в ядрах кристаллов, которые обрастают мощными каймами от включений свободными. Такие насыщенные включениями ядра обладают самым низким содержанием анортита (минимум $An_{83.3}$), резко контрастируя со значениями для основной массы плагиоклазов (порядка An_{86}). Такое значение характерно для перехода уже к зоне габброидов. Включения бывают нескольких типов, самый распространенный из которых это кристаллографической формы двухфазные ассоциации кислого стекла(?) – почти чистого кремнезема (96% SiO_2) и калиевого полевого шпата. Также во включениях бывает клинопироксен (магнезиальность клинопироксена существенно ниже, чем в интерстициях), амфибол, цеолиты, сфен, ильменит, рутил, апатит, пирротин. Кислов (Кислов, 1998), ссылаясь на (Маегов, 1995), приводит пару фраз про такие плагиоклазы с включениями. Маегов (Маегов, 1995) отметил их в габбро, троктолитах и анортозитах. В некоторых случаях зоны включений оказываются прерванными, что говорит о разламывании кристаллов после их образования или частичном растворении.

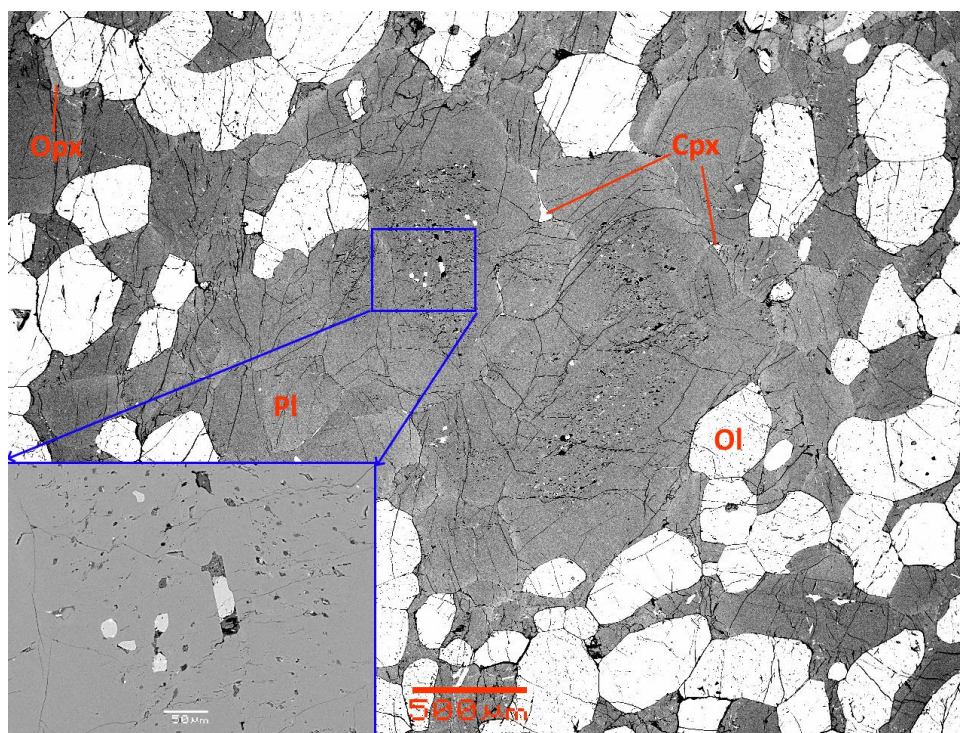


Рис. 19. Характерная зональность плагиоклаза троктолитов - редкие ядра с пониженным содержанием An и концентрическими зонами включений (врезка); тонкие нерегулярные каймы повышенного An , расположенные нередко как продолжение интерстициального клинопироксена. Образец 19DV941-3 с границы безрудного анортзитового шпир (рис. 10в).

Второй особенностью плагиоклаза является развитие тонких и непостоянных по протяжению кайм (более светлые участки на рис. 19) повышенной анортитовости (до $An_{94.5}$ и пониженным содержанием K_2O). Эти каймы местами переходят или можно сказать продолжают тонким интерстициальным клинопироксеном. Развиты они на разных участках границы одного зерна в разной степени, а могут и отсутствовать вовсе. Сходная зональность плагиоклаза отмечалась в троктолитах Киглапайта (Morse, Nolan, 1984). Авторы также отмечают довольно сильную распространенность явления и в других сходных объектах. Предположительно, данный эффект связан с процессами фильтрации в плотной кумулятивной каше, когда кристаллизация последних долей расплава происходит в условиях водного насыщения.

2.3.4. Зональность оливина троктолитов

Зональность оливина в троктолитах не менее интересна и важна, чем в дунитах, описанных выше. Троктолитовые адкумулаты в большинстве случаев устроены очень просто. Составы минералов по основным компонентам в них почти всегда однородны и уравновешены. Порода даже после получения всей возможной минералогической и геохимической информации остаются «немыми».

Карты распределения фосфора в оливине в обр. 16DV705-1 свидетельствуют, что практически все зерна оливина здесь имеют ту или иную зональность (**o**, **sz**, **l**, **pe**, **ps** на рис. 20). Данный образец обладает ярко выраженным бимодальным CSD, то есть имеет легко различимые крупную и мелкую популяции. Наиболее яркой чертой зональности являются осцилляторные формы, наблюдающиеся в мелких (**o** на рис. 20 а, г) и крупных (**o** на рис. 20 ж) кристаллах. Эти части зональности наиболее симметричны. В дополнение к ним проявлена секториальность (**sz** на рис. 20 а) несимметричной формы. В одном мелком зерне (рис. 20 а) ядро, обогащенное фосфором, имеет нерегулярную форму: в одном случае угловатую и с явными отчетливыми тонкими иглоподобными участками, которые следует трактовать как продукт скелетной кристаллизации. Через это зерно проходит профиль количественных измерений фосфора, кальция и других элементов (рис. 20 л, табл. 5). В другом случае (**s** на рис. 20 г) ядро обогащено фосфором пятнами с относительно плавными границами, перемежающимися с пятнами без фосфора. Это может быть проявление резорбции первично скелетного кристалла.

Отчетливые залеченные лагуны обнаружены в крупном зерне (**l** на рис. 20 ж), которые позднее опишем также в дунитах дунитового блока Мончегорского массива (**l** на рис. 34 в ниже). В интерпретации (Xing et al., 2017) такие заливы представляют продукты растворения, однако, в рассматриваемом случае, они могут быть и несформированными расплавленными включениями, позднее заросшими.

Важнейшая особенность, обнаруженная в троктолитах, заключается в срезании первичной зональности границей между разными зернами оливина (**ps** на рис. 20 а, г), что вряд ли может быть объяснено первичным нарастанием одного зерна на другое. Она, скорее, может быть интерпретирована как частичное растворение зерен на контактах на этапе существования мощной кристаллической. Это происходит из-за избыточного давления в кристаллическом каркасе относительно порового расплава. В широком смысле этот процесс является растворением под давлением (*pressure solution*), которое предполагается одним из механизмов компакций.

В данном образце троктолита удалось выявить наиболее яркое проявление обогащения тройного сочленения зерен, на стыке большого зерна и двух менее крупных кристаллов (**pe** на рис. 20 ж). Данная обогащенная зона вытянута вдоль грани большого кристалла. При этом, от большого зерна она отделяется весьма резкой границей. Концентрация фосфора не однородна, ассиметрична и имеет плавный градиент. Она максимальна у большого зерна. Данная зона обеднена титаном (черная стрелка на рис. 20 и) и алюминием.

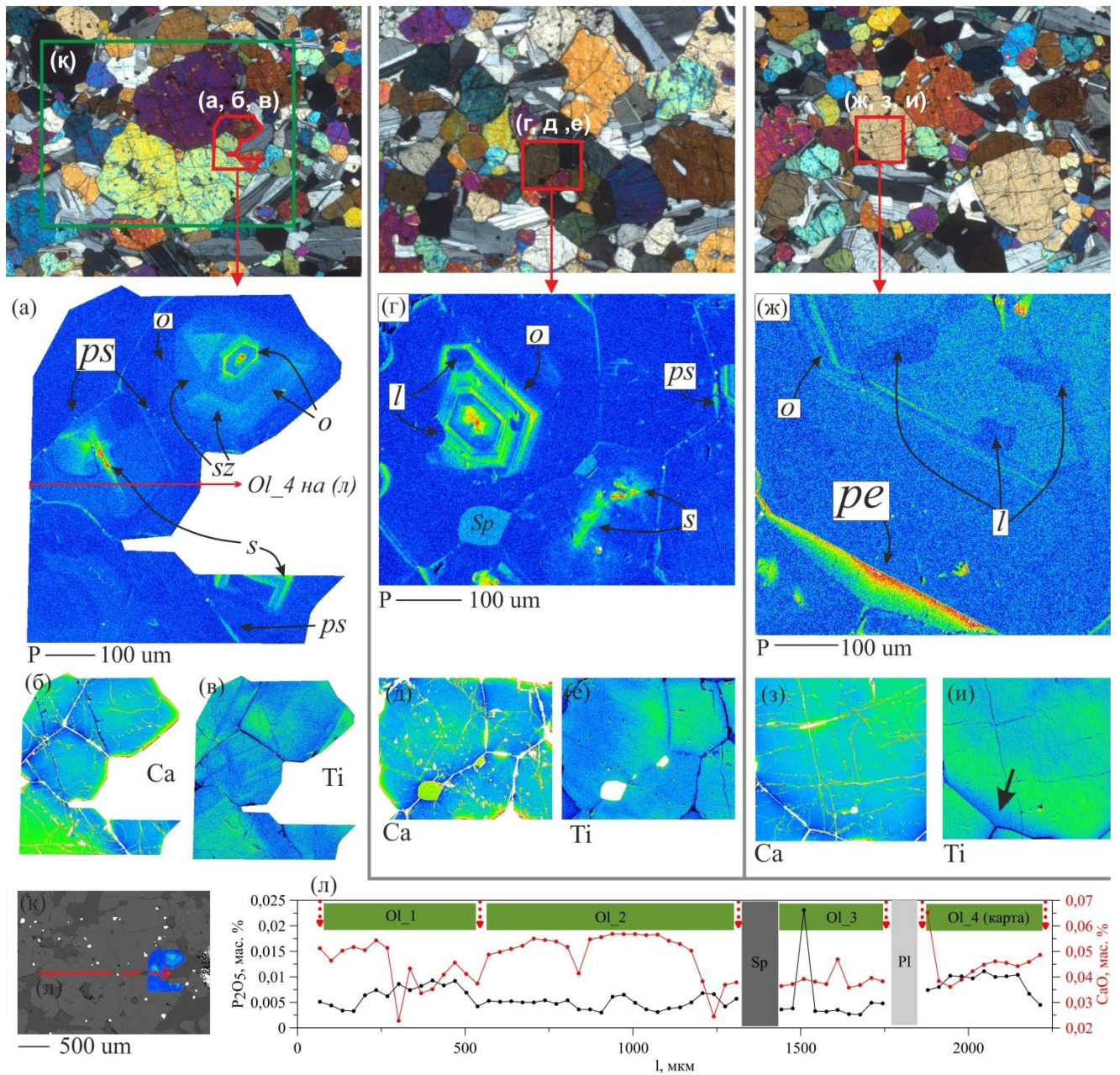


Рис. 20. Карты зонального распределения элементов в оливине из образца троктолита 16DV705-1 (анализировался в ISTERre) из Йоко-Довыренского массива (а-и), к. BSE изображение участка с профилем количественных определений состава оливина. л. содержания P_2O_5 и CaO по профилю (красная линия на а, к). Чем насыщеннее цвет от синего к красному на изображениях (а-и), тем выше концентрации P, Ca и Ti в оливине.

Таблица 5. Составы оливина (в мас. %, лаборатория ISTERre) из образца троктолита 16DV705-1 по профилю (рис. 20 к, л).

Предел обнаружения	0,0012	0,0008	0,0008	0,001	0,0009	0,0016	0,0016	0,0016	0,002				
l, мкм	SiO ₂	MgO	FeO	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	CoO	NiO	Сумма
67	40,135	45,258	15,451	0,004	0,020	0,005	0,051	0,011	0,006	0,228	0,021	0,181	101,371
101	39,992	44,732	16,098	0,004	0,017	0,004	0,046	0,009	0,006	0,240	0,021	0,161	101,331
134	40,077	45,293	15,335	0,003	0,015	0,003	0,050	0,008	0,005	0,226	0,023	0,183	101,221
168	40,339	45,533	15,347	0,003	0,018	0,003	0,052	0,009	0,005	0,225	0,021	0,184	101,739
201	39,972	45,243	15,263	0,003	0,017	0,006	0,051	0,011	0,007	0,221	0,023	0,183	100,998

235	40,063	45,349	15,256	0,004	0,017	0,007	0,054	0,011	0,004	0,223	0,021	0,183	101,192
268	40,114	45,372	15,314	0,003	0,016	0,006	0,051	0,010	0,005	0,224	0,021	0,183	101,319
302	40,153	45,380	15,401	0,005	0,011	0,009	0,023	0,005	0,004	0,226	0,021	0,183	101,419
335	39,865	44,965	15,400	0,004	0,017	0,007	0,043	0,008	0,006	0,231	0,022	0,184	100,752
369	40,233	45,448	15,414	0,003	0,012	0,008	0,034	0,006	0,003	0,226	0,022	0,183	101,592
403	40,077	45,324	15,371	0,003	0,014	0,009	0,035	0,009	0,004	0,225	0,021	0,184	101,275
436	39,992	45,202	15,383	0,004	0,014	0,008	0,041	0,007	0,003	0,226	0,022	0,184	101,086
470	40,049	45,215	15,324	0,004	0,015	0,009	0,046	0,009	0,005	0,226	0,021	0,183	101,105
503	40,028	45,002	15,499	0,003	0,020	0,007	0,041	0,008	0,004	0,230	0,021	0,183	101,048
537	40,118	45,221	15,531	0,003	0,016	0,004	0,037	0,008	0,005	0,237	0,025	0,183	101,388
570	40,173	45,328	15,418	0,003	0,011	0,005	0,049	0,005	0,004	0,228	0,022	0,181	101,427
604	40,121	45,265	15,344	0,004	0,013	0,005	0,050	0,007	0,006	0,226	0,022	0,182	101,244
637	40,172	45,318	15,376	0,002	0,014	0,005	0,051	0,008	0,008	0,225	0,023	0,182	101,383
671	40,120	45,307	15,362	0,003	0,012	0,005	0,052	0,007	0,005	0,226	0,022	0,180	101,300
704	40,221	45,314	15,412	0,004	0,014	0,005	0,055	0,005	0,004	0,228	0,021	0,181	101,464
738	40,114	45,181	15,384	0,003	0,012	0,005	0,055	0,005	0,005	0,229	0,021	0,180	101,193
772	40,106	45,282	15,418	0,004	0,013	0,005	0,054	0,006	0,005	0,227	0,020	0,180	101,319
805	40,194	45,362	15,369	0,003	0,012	0,005	0,052	0,007	0,004	0,225	0,022	0,182	101,436
839	40,178	45,348	15,326	0,004	0,012	0,004	0,041	0,006	0,004	0,228	0,021	0,179	101,351
872	40,150	45,375	15,295	0,003	0,013	0,004	0,055	0,008	0,007	0,224	0,021	0,180	101,334
906	40,190	45,277	15,410	0,002	0,011	0,003	0,056	0,005	0,004	0,229	0,022	0,182	101,390
939	40,098	45,253	15,353	0,003	0,014	0,006	0,057	0,008	0,006	0,226	0,021	0,181	101,228
973	40,066	45,292	15,381	0,003	0,012	0,007	0,057	0,006	0,005	0,228	0,021	0,182	101,258
1006	40,048	45,195	15,349	0,003	0,013	0,005	0,057	0,007	0,006	0,226	0,021	0,181	101,111
1040	40,112	45,245	15,410	0,003	0,015	0,004	0,056	0,008	0,005	0,226	0,022	0,181	101,288
1074	40,105	45,172	15,463	0,003	0,012	0,003	0,057	0,007	0,005	0,231	0,021	0,180	101,259
1107	40,093	45,276	15,361	0,003	0,012	0,004	0,054	0,006	0,004	0,226	0,022	0,181	101,240
1141	40,152	45,276	15,470	0,004	0,011	0,004	0,053	0,006	0,003	0,228	0,022	0,181	101,409
1174	40,074	45,212	15,430	0,003	0,010	0,005	0,050	0,005	0,003	0,228	0,022	0,182	101,223
1208	40,085	45,345	15,253	0,004	0,011	0,007	0,038	0,004	0,004	0,225	0,021	0,181	101,178
1241	40,197	45,664	14,968	0,003	0,009	0,007	0,025	0,004	0,003	0,221	0,020	0,181	101,300
1275	40,113	45,340	15,375	0,002	0,010	0,004	0,037	0,005	0,005	0,226	0,021	0,180	101,317
1308	40,178	45,379	15,390	0,004	0,010	0,006	0,038	0,004	0,009	0,225	0,021	0,180	101,443
1443	40,213	45,539	15,124	0,002	0,018	0,004	0,036	0,014	0,022	0,219	0,021	0,180	101,391
1476	40,244	45,514	15,042	0,004	0,018	0,004	0,037	0,013	0,011	0,216	0,022	0,182	101,306
1510	40,246	45,470	15,102	0,003	0,019	0,023	0,039	0,010	0,006	0,222	0,022	0,184	101,344
1543	40,254	45,492	15,126	0,004	0,018	0,003	0,038	0,012	0,007	0,222	0,022	0,183	101,380
1577	40,147	45,425	15,062	0,003	0,018	0,003	0,037	0,013	0,007	0,217	0,022	0,184	101,138
1610	40,146	45,143	15,230	0,003	0,037	0,004	0,047	0,012	0,006	0,220	0,022	0,186	101,056
1644	40,127	45,460	15,027	0,005	0,022	0,003	0,036	0,015	0,010	0,216	0,021	0,183	101,124
1677	40,100	45,507	14,871	0,003	0,022	0,003	0,037	0,016	0,009	0,213	0,021	0,184	100,985
1711	40,149	45,432	15,163	0,003	0,021	0,005	0,040	0,015	0,010	0,219	0,023	0,179	101,257
1744	40,204	45,475	15,035	0,003	0,015	0,005	0,038	0,008	0,006	0,217	0,022	0,182	101,211
1879	40,323	45,574	15,113	0,003	0,019	0,007	0,065	0,010	0,006	0,221	0,023	0,180	101,544
1912	40,298	45,699	14,998	0,003	0,012	0,008	0,038	0,006	0,002	0,216	0,021	0,185	101,486
1946	41,092	46,452	15,074	0,003	0,081	0,010	0,036	0,007	0,003	0,218	0,021	0,183	103,179
1979	40,313	45,507	15,267	0,004	0,013	0,010	0,039	0,007	0,005	0,225	0,022	0,182	101,592
2013	40,202	45,393	15,228	0,003	0,012	0,010	0,042	0,006	0,006	0,222	0,022	0,182	101,328
2046	40,228	45,376	15,292	0,003	0,012	0,011	0,045	0,005	0,005	0,225	0,021	0,181	101,404
2080	40,095	45,364	15,341	0,004	0,012	0,010	0,046	0,007	0,006	0,226	0,022	0,181	101,311
2113	40,167	45,394	15,299	0,002	0,013	0,010	0,046	0,007	0,005	0,226	0,022	0,183	101,373
2147	40,107	45,273	15,282	0,002	0,011	0,010	0,044	0,005	0,005	0,225	0,022	0,182	101,169
2181	40,067	45,257	15,278	0,003	0,012	0,007	0,046	0,006	0,004	0,224	0,021	0,181	101,107
2214	40,085	45,246	15,261	0,003	0,016	0,005	0,049	0,007	0,005	0,225	0,021	0,180	101,102

Примечание. l – расстояние по профилю в микронах.

Зональность по титану и алюминию в оливине троктолита почти в точности совпадает, о чем говорит их очень сильная корреляция (табл. 5). Хорошей обратной корреляции между содержанием алюминия или титана и фосфора, как это описано в экспериментах (Shea et al.,

2019), не наблюдается, но в целом тенденция прослеживается. Зоны, наиболее богатые Al и Ti (рис. 20 в, е, и), в то же время обеднены фосфором. Особенно отчетливо это видно при сравнении карт распределения фосфора и титана на (рис. 20 а) и (рис. 20 в).

Характер зонального распределения кальция (рис. 20 б, д, з) в целом совпадает с описанным в дунитах выше, то есть ядра, как крупных, так и мелких кристаллов богаче кальцием, а к кайме его концентрация плавно убывает. Отличает зональность в троктолите заметная более богатая кальцием кайма, развитая на контакте с плагиоклазом (рис. 20 б, д).

Зональность по Na, Si, Fe, Mg не выявлена, Ni не анализировался.

2.3.5. Краткие выводы

Для образцов троктолитов, где изучено CSD, особенно примечательных геохимических закономерностей не выявляется в силу того, что данных валовых химических анализов для них мало. Образцы для изучения CSD здесь отбирались в первую очередь со слабым развитием вторичных минералов, а не по признаку наличия геохимических данных. Последние специально под эту задачу получены не были. В целом, троктолиты более вариабельны в отношении петрографического портрета, нежели дуниты, поэтому представленный материал можно считать лишь вводной частью структурных исследований данных пород.

В троктолитах и верлитах наиболее распространено бимодальное CSD. Для пород, близких к Рифовым анортозитам, наблюдается корреляция между CSD оливина и отношением содержания оливина к содержанию плагиоклаза. Зональность кумулусных фаз в плагиоклазе проявлена в виде редких ядер с относительно низким An и включениями клинопироксена, других минералов и кислого стекла. Второй чертой зональности плагиоклаза являются тонкие нерегулярные каймы с повышенным содержанием анортита. Зональность оливина проявлена в основном в распределении фосфора, где читаются черты осцилляторной, секториальной и скелетной зональности, обогащение порового пространства и предполагаются признаки растворения под давлением. Зональность по Al и Ti проявлена слабо (рис. 20), но все же более отчетливо, чем в других рассматриваемых породах.

Глава 3. Мончеплутон и комагматичные ультрамафиты

3.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Мончегорский плутон (или чаще Мончеплутон) 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). Интрузив прилегает к неотличимому от него по возрасту массиву более крупнозернистых и в среднем более обогащенных плагиоклазом (вплоть до анортозитов) пород Мончетундровского массива, который, в свою очередь, входит в состав массива Главного Хребта (наряду с другими его частями с Ю на С: Чуна-Тундра, Волчья-Тундра, Медвежья-Тундра). Мончетундровский массив в отличие от Мончеплутона несет на себе различные следы метаморфизма, например, амфиболизацию, коронитовые образования граната вокруг зерен пироксена в габброидах. В целом же минеральный состав, последовательность кристаллизации и многие другие особенности массивов оказываются схожими.

Существует взгляд (Чашин и др., 2020), основанный на оценках давления, согласно которому Мончетундровский интрузив кристаллизовался на большей глубине, чем Мончеплутон (6 кбар и 3 кбар соответственно). Поэтому Мончеплутон можно охарактеризовать, как более глубинный, по сравнению с Йоко-Довыренским интрузивом.

Форма основной части Мончеплутона напоминает деформированную подкову (рис. 21), где выходы субширотного и субмеридионального простириания смыкаются в области Дунитового блока (ДБ). Породы последнего имеют Mg# ~ 92-95 % (Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района...(ч. I), 2004). Ветвь ССВ простириания представлена обнажениями дунитов, гарцбургитов, ортопироксенитов и оливиновых норитов на горах Ниттис, Кумужья и Травяная (комплекс НКТ). На горе Травяная доля богатых оливином пород максимальна. Значение Mg# обычно до 86 %. В строении субширотных блоков преобладают ортопироксениты (рис. 21 а), сменяющиеся оливиновыми норитами, норитами и габброноритами - при подчиненной роли габбро и анортозитов (Karykowsky et al., 2018).

Скважинами, в том числе изученной в работе М1, разбурены ультраосновные породы с магнезиальностью как у дунитового блока или чуть меньше. Они могут относиться к подводящей системы Мончегорского комплекса (Смолькин и др., 2022). Ультраосновное тело скважины М1, имеющее мощность в керне около 350 м.

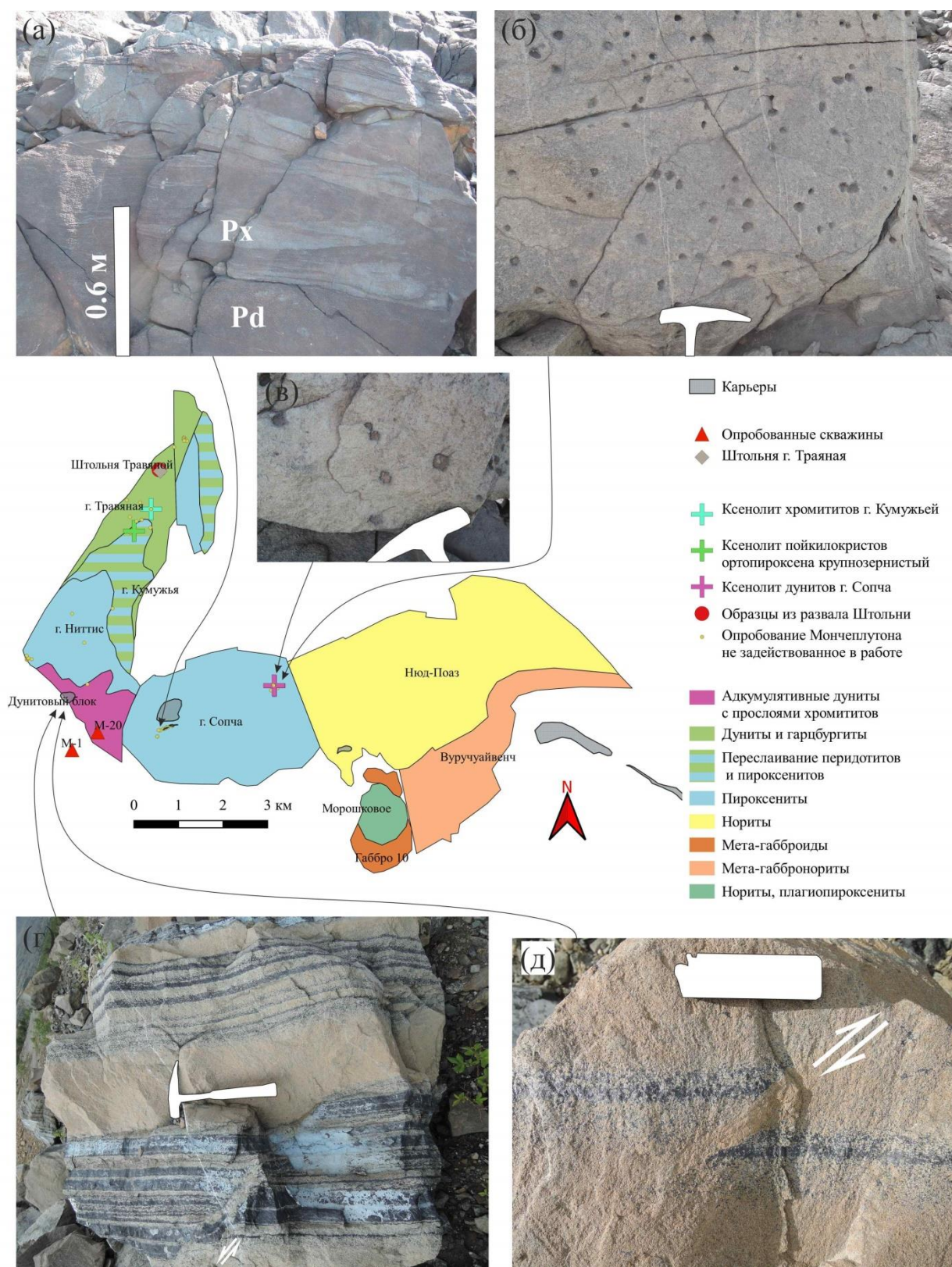


Рис. 21. Схема геологического строения Мончегорского плутона и некоторые примеры обнажений. а. Сложное переслаивание пироксенитов (Px) и перидотитов (Pd) на г. Сопча ниже рудного пласта 330; б., в. Рассеянные ксенолиты хромитсодержащих ойкиокристовых гарцбургитов среди пироксенитов; г, д. примеры толщи переслаивания хромититов и перидотитов из отвалов карьера Сопчеозерского месторождения (видны сброс и взброс).

Полученные для мончегорских пород CSD оливина в целом можно разделить на несколько типов, более сложные вариации которых обсуждаются в разделах ниже. Выделяются следующие общие типы: (1) первичные логлинейные, характерные для некоторых дунитов дунитового блока из скв. М20 и перидотитов тела скв. М1, (2) слабо логнормальные характерные для дунитов дунитового блока, (3) выраженно логнормальные крупнозернистые, обнаруженные в дунитовом блоке, ксенолите г. Кумужья, отобранном Г.С. Николаевым, и одном образце из перидотитового тела М1, (4) логлинейные, сходные с типами 1 и 2, но с вычтенной порцией малых кристаллов, за счет чего в распределении имеется плато, характерные для некоторых дунитов дунитового блока, близких к рудному горизонту, (5) логлинейные с большим наклоном, характерные для рассеянного в хромититах оливина, (6) логнормальные, характерные для дунитов и гарцбургитов г. Травяная, в целом, сходные с логнормальными, построенными для дунитов Йоко-Довырена, (7) бимодальные из ксенолита дунитов (с некоторой долей ортопироксена) г. Сопча, которые во всем кроме формы CSD близки к дунитам ДБ.

3.2. ТЕЛО УЛЬТРАМАФИТОВ СКВ. М1 – ФРАГМЕНТ ПОДВОДЯЩЕЙ СИСТЕМЫ

Скважина М1, пробуренная немного юго-западнее границы дунитового блока, в интервале глубин 2037-2373 м вскрывает ультраосновное тело, относительно которого высказана гипотеза (Смолякин и др., 2022), что оно является частью подводящей системы Мончеплутона. Для изучения из данной скважины выбраны перидотиты (Mg# до 91,5), общая характеристика которых и положение в разрезе даны в таблице 6. Они составляют довольно мощное (350 м) дифференцированное тело. Так как тело вскрыто всего одной скважиной, реальное его строение неизвестно. На основании наличия верхней и нижней реверсивной зоны, где постепенно нарастает доля интеркумулсных минералов, а доля оливина падает, можно предполагать, что это относительно протяженное, возможно, силлообразное тело.

Таблица 6. Положение в скважине и структурная информация для образцов из тела скважины М1.

Образец	CSD OI	N	S
M1-2061,2	бим2	336	369
M1-2096,7	лин	265	291
M1-2102,5	бим2	262	446
M1-2112,6	лин	319	405
M1-2130,5	лин	300	281
M1-2140,0	лог	284	301
M1-2167,3	лог3	358	364

M1-2189,0	лин	156	217
M1-2196,5	лин	378	425
M1-2216,2	лог	378	368
M1-2223,7	лог3	391	321
M1-2239,0	лог3	289	328
M1-2247,2	бим	345	377
M1-2269,5	лог3	323	301
M1-2285,5	лин	393	463
M1-2294,5	лог	249	247
M1-2302,0	бим	168	186
M1-2314,0	лог	226	258
M1-2318,8	бим	282	290
M1-2339,3	лог2	390	409

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. Глубина в м входит в номер образца.

3.2.1. Петрография тела M1

В силу принятого предположения, что тело ультрамафитов скв. M1 является подводющим каналом Мончеплутона, с него начинается рассмотрение мончегорских пород. Подстилают рассматриваемое тело гранат-содержащие мелко-среднезернистые метаморфические породы (2388,6, 2411, 2429), состоящие преимущественно из кварца, плагиоклаза, хлорита, небольшого количества биотита и рудного минерала.

Нижняя зона эндоконтакта осложнена вторичными изменениями, поэтому выяснить первичный облик непосредственно контактовых пород не представляется возможным. Породы почти нацело хлоритизированы (образцы с глубин 2377; 2381; 2382; 2383,3; 2383,8; 2384; 2384,3; 2387), сохраняя небольшие участки плагиоклаза и пироксена.

Первыми образцами, которые уверенно могут быть отнесены к телу M1, являются оливиновые среднезернистые маланонориты 2360,0; 2364,8; 2373,6 (рис. 22 и). Состав: до 40% Орх, до 3-5 % ОI, до 5% Срх, до 30% Pl, остальное вторичные минералы. Ортопироксен (до 3x1 мм) субидиоморфный, представлен вытянутыми кристаллами, местами в срастаниях по несколько штук. В ядрах (за исключением небольшой каймы) Орх содержит ламели распада Срх. Есть включения шпинели и плагиоклаза неправильной формы (следы скелетного роста?). Оливин (до 2x1.2 мм) редок, ксеноморфный и находится в срастаниях по несколько зерен с изгибающимися заливистыми контактами между собой. Содержит включения хромпинелида, часто в большом количестве. Клинопироксен (до 2x2 мм) - редко идиоморфной, в основном ксеноморфный, хотя отчетливо интеркумулусной фазой его можно назвать не во всех случаях, но часто он включает или обрастает оливин и ортопироксен. Кристаллы Срх за исключением тонких 0.1-0.2 мм кайм содержат ламели

распада (Орх). Плагиоклаз ксеноморфный, как правило, мелкий, редко до 2х1 мм. В пределах шлифа видны зоны обогащения сульфидами, где их срастания сложного строения имеют размер 1-2 мм. Породы сильно изменены метаморфическими процессами и замещены (до 30%) агрегатом хлорита, амфибола и слюды. Во вторичных агрегатах отмечены единичные зерна фторапатита. Обр. 2354 представляет собой диорит из вмещающей ассоциации и прерывает последовательность тела М1, может быть ксенолитом.

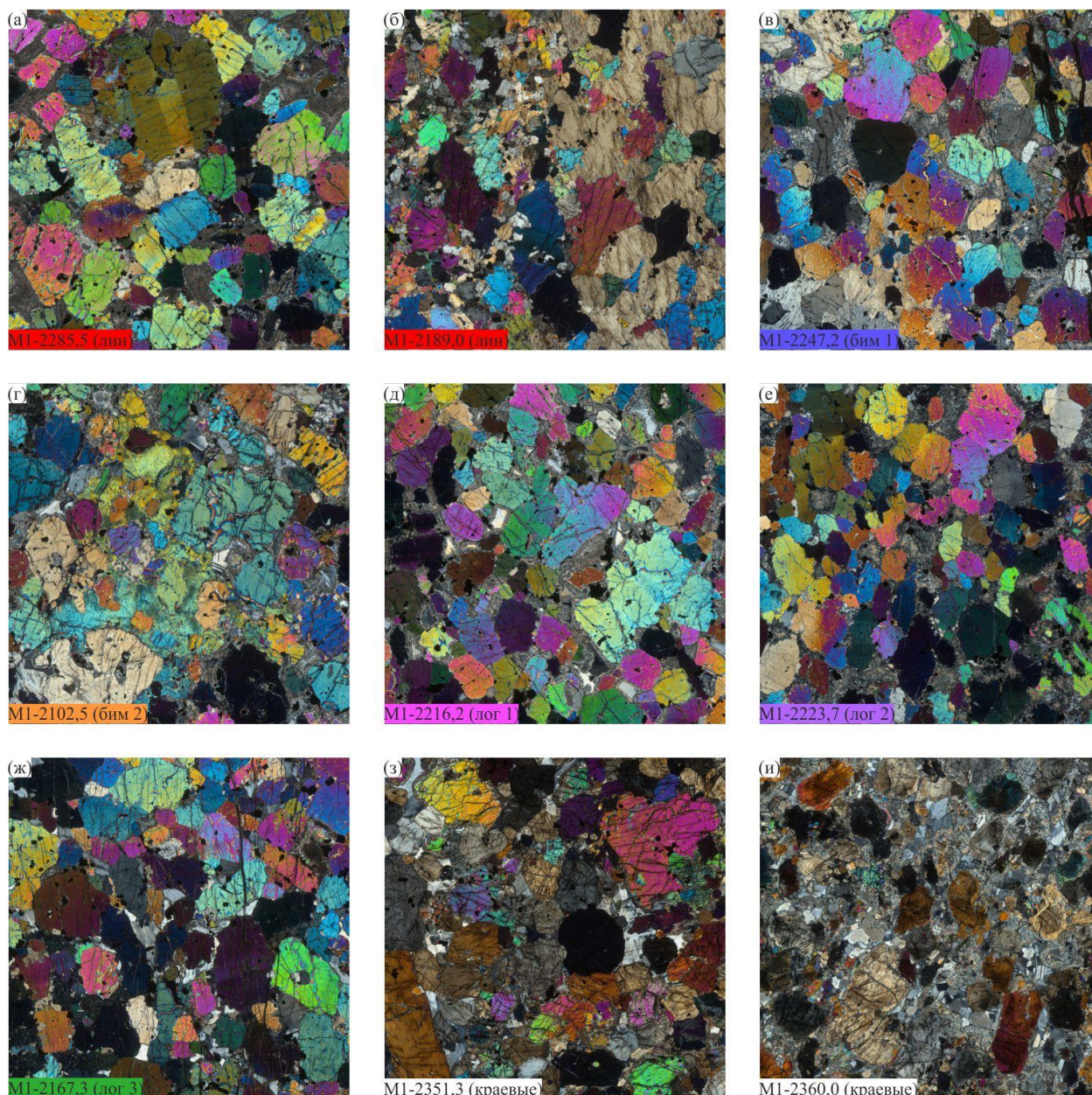


Рис. 22. Фотографии изученных пород тела скважины М1 в скрепленных николях. В скобках даны типы CSD, выделенные в следующей главе. Размеры изображений 1х1 см.

Обр. 2351,3 (рис. 22 з) плагиоклазовый гарцбургит, (60% Орх, 20% Ол, 10% Pl, 2-3% Sp) является переходной разновидностью и от нижележащих пород отличается видимо почти полным отсутствием Срх. Оливин (до 3.5х3.5 мм) ксеноморфный с заливистыми границами, присутствует в виде скоплений по несколько зерен и одиночных зерен, содержит включения

шпинели, одиночные и скоплениями и цепочками по несколько зерен. Ортопироксен (до 5.3x1.5 мм) представлен вытянутыми, в основном идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, содержит включения шпинели, чаще группами, представляет вместе с оливином, вероятно, кумулятивную ассоциацию. Оливин, что интересно, может слегка обрастать зерна Орх, и часто имеет с ним неровные зубчатые контакты. Шпинель редко превышает 0.1 мм, идиоморфная, в интерстициях (в плагиоклазе) ее скопления содержат наибольшее количество зерен до 10 и более, единичные зерна для нее вообще менее характерны, чем срастания. Вторичные изменения развиты слабо, в основном в виде кайм вокруг оливина и ортопироксена.

Следующая зона (M1-2331,0, M1-2339,3) пойкилитовых гарцбургитов (60-70% Ol, 15-20% Орх, 5% Срх, 3-5% Pl, 1-2% Sp) коренным образом отличается от нижележащих пород из-за изменения структурной позиции ортопироксена, который образует пойкилитовые кристаллы, также характерные для пород, залегающих выше по разрезу, но с некоторыми существенными вариациями. Здесь определены несколько CSD оливина. Оливин в шлифах M1-2331,0 и M1-2339,3 достигает размеров 3.1x1.5 мм, местами более вытянутый с AR чуть более 3, субидиоморфный, прослеживаются первичные кристаллографические очертания. Редкие кристаллы оказываются сложной разветвлённой формы, что несет признаки первично скелетного роста. Часто содержит относительно крупные 0.5-1 мм полости и заливы, заполненные вторичными минералами и скоплениями шпинели. Ортопироксен пойкилитовый, причем в образце 2339,3 пойкилокристы меньше, чем в 2331 и более аккуратной округлой формы. Шпинель имеет размер до 0.2 мм и встречается в основном в виде групп в качестве включений в оливине, пойкилитовом ортопироксене и интерстициальном плагиоклазе.

Выше в разрезе породы можно обобщённо назвать плагиоклазовыми гарцбургитами, которые являются доминирующими в разрезе тела (Смолькин и др., 2022) и для которых в основном приведены CSD оливина в настоящей работе. Это обобщенное название для пород с преобладанием оливина и ортопироксена при содержаниях модалного плагиоклаза не более 10 об.%. Переход от плагиогарцбургитов к меланократовым норитам, содержащим до 15% плагиоклаза, по направлению к кровле и подошве сопровождается заметным повышением количества не только плагиоклаза, но также клинопироксена – от 2-4% до ~5-6%.

Плагиогарцбургиты представляют собой переслаивание нескольких типов пород, описание которых можно вести принципиально разными способами – отталкиваясь от высоты или отталкиваясь от структурных особенностей, которые в разрезе перемежаются. Если отталкиваться от структурных особенностей, то в центральной части тела породы

имеют сходный облик, но в разрезе перемежаются, во-первых, породы с немного разной формой распределения оливина по размеру (CSD), что будет описано позднее, а во-вторых, меняется размер и форма Орх, который то занимает промежуточную позицию между мелко-среднезернистой идиоморфной кумулусной фазой, то образует ойкокрисы более 2 см (рис. 22 б). Причем с ростом размера ойкокрис оливин в них становится более разреженным. В целом, крупные ойкокрисы более типичны для перехода от приконтактных меланоноритов к основной части разреза: нижних (2331, 2314,4, 2314, 2302), верхних (образцы с глубин 2153,2, 2147,5, 2140, 2119,7, 2096,7). В центральной части разреза ойкокрисы характерны для обр. 2247,2 и 2189. Гарцбургиты с крупными ойкокрисами относительно ясно привязаны к переходам между ступеньками на графике $Mg\#$ пород (рис. 24 а ниже). Оливин в среднем имеет размер 0.9-1.3x0.6-0.8 мм, редко в единичных зернах до 4-5x1.5-2 мм. Среднее $AR = 1.5$, редко достигая 3-5.

Выше, в интервале глубин от 2061,2 до 2037,4 м (образцы с глубин 2061,2, 2047,5, 2041,0, 2037,4), в зоне верхнего эндоконтакта залегают оливиновые меланонориты. Для них характерны следующие особенности: небольшое количество оливина (около 10%); содержание плагиоклаза больше, чем в плагиогарцбургитах (до 25%). Ортопироксен (60%) не образует крупных ойкокрисаллов. Снизу вверх, от образца М1-2061,2 к М1-2037,4, увеличивается количество плагиоклаза, убывает количество и степень идиоморфизма оливина, убывает количество хромшпинелидов. Среди этих пород выделяется образец М1-2047,5, в котором присутствует прослой хромитита. Оливин, слагающий около 20% этой породы, образует сростки из нескольких зерен с заливистыми контактами. Заливистые контакты оливин имеет и с зернами ортопироксена, которого в породе около 50 процентов. Зерна пироксена в основном пойкилитовые, субидиоморфные. В интерстициях – ксеноморфный плагиоклаз, слагающий около 5% породы, остальной объем – вторичные агрегаты (хлорит, амфибол). Слоек хромитита извилистый и имеет мощность до нескольких мм. Между зерен хромшпинелида располагается ксеноморфный оливин и вторичные минералы.

3.2.2. CSD оливина перидотитов

Оливин в образцах М1 обычно сильно корродирован ортопироксеном и серпентином, поэтому здесь особенно актуальным видится использование для построения CSD больших осей эллипсоида. В этом случае, если рост, например, ортопироксена происходит *in situ* в кумулусе, оливин с большей вероятностью сохраняет свое длинное измерение близким к первичному.

CSD из разных образцов перидотитов из тела М1 очень похожи и лежат достаточно компактно. Из-за того, что породы крупнозернистые, в среднем выборка зерен в образце составляет 330 зерен, что обуславливает несколько зашумленный характер функций распределения. Всего изучено 20 образцов (таблица П1-3). Распределения близки к логлинейной форме. У некоторых имеются чуть задранные хвосты в области больших кристаллов, из-за чего форму можно было бы назвать бимодальной. Эти хвосты, однако, могут быть обусловлены выбросами, т.е. единичными крупными зернами, в шлифе существенно контрастирующими по размеру с остальными. Данные крупные зерна часто имеют причудливую форму и их каркас мог быть сформирован на этапе скелетного роста.

При детальном рассмотрении удалось выделить до 6 типов формы CSD (рис. 23). Условно им даны названия логлинейное, бимодальное (2 типа) и логнормальное (3 типа). Три вида логнормальных распределений по форме практически идентичны и лишь слабо отличаются наклоном. Данные группы выделены потому, что внутри себя они демонстрируют выраженную компактность, как по форме функций CSD, так и по наклону. Правомерность выделения названных типов будет подтверждена ниже при обсуждении геохимических характеристик пород.

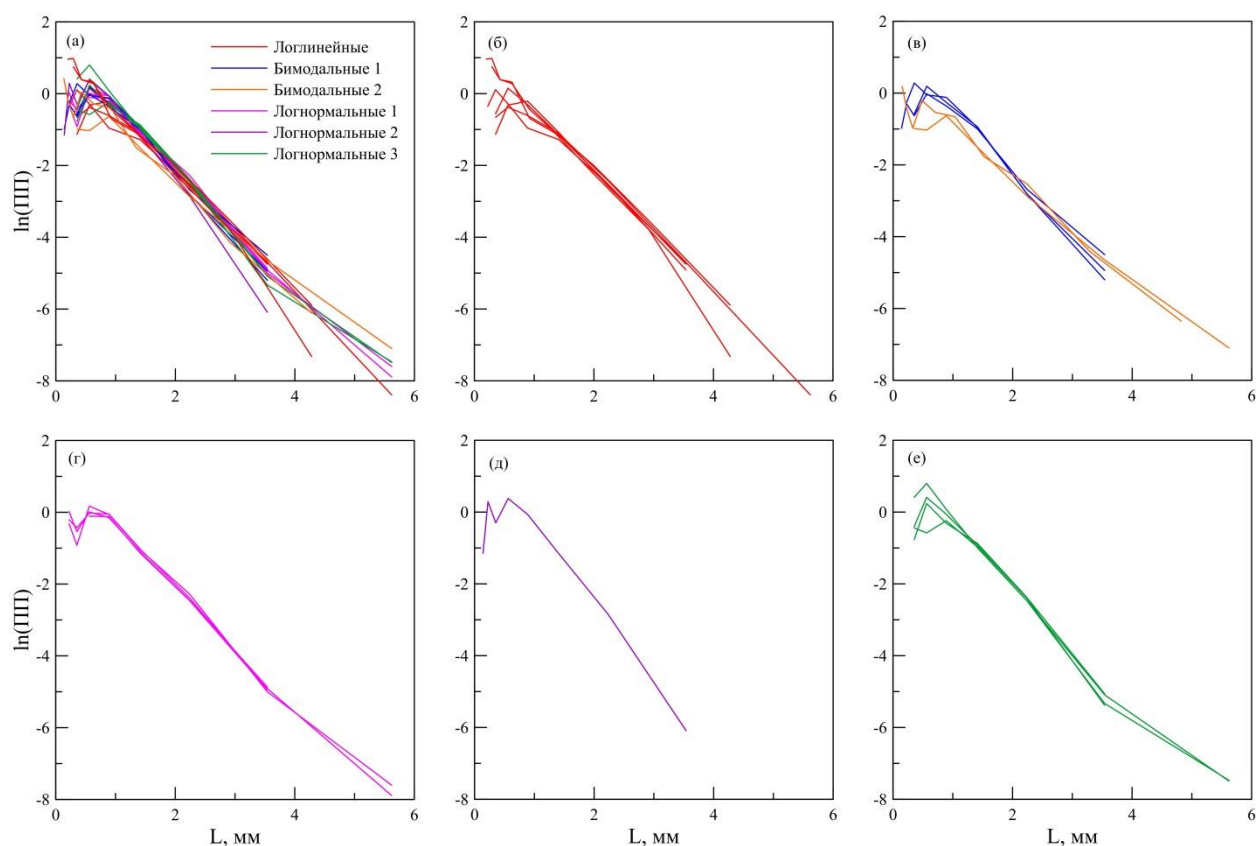


Рис. 23. CSD оливина в породах ультраосновного тела скважины М1. Пояснения обозначений в тексте. Значения функций и аргументов даны в таблице П1-3.

Про плагиоклаз известно, что при ускорении кристаллизации имеет место плавное увеличение отношения сторон (Holness, 2014), т.е. его вытянутые кристаллы не обязательно означают этап скелетного роста в начале. Оливин, если имеет вытянутые кристаллы, во всяком случае, как показано на основе представленных данных по фосфорной зональности для других пород, почти наверняка, обязан такой форме скелетному режиму роста, когда формируется вытянутый каркас в начале формирования зерна. Распределение фосфора в данных породах пока не изучалось, но учитывая распространенность в породах тела скв. М1 вытянутого оливина, частое наличие в оливине полостей или крупных включений в центральных частях зерен, причудливую форму, характерную для крупных кристаллов и обилие в них гроздевидных включений крупного хромита, можно предполагать довольно существенный период скелетного роста в начале кристаллизации пород тела скв. М1. Имея дело с нынешним рисунком перидотитов М1, остается только догадываться, какую форму имел оливин первично, только в присутствии расплава и шпинели. Нельзя исключать, что некоторые зерна могли иметь разветвленную форму, т.е. быть дендритами размером до 1 см и более.

Серпентин может слагать иногда более 30% объема породы, поэтому стоит учесть, что вторичные изменения могли повлиять на CSD. Если при серпентинизации, ее глубина в каждое зерно не зависит от размера, в таком случае на форму распределения процесс влиять не будет, а оно будет просто смешаться в сторону меньших диаметров. Если же процесс влияет на кристаллы пропорционально размеру, например, как при подплавлении, когда меньшие зерна замещаются быстрее, на распределения должен оказываться и соответствующий эффект. Если он действительно имеет место, а наблюдаемые распределения логлинейные, значит, они первоначально были отклонены от линейности в сторону бимодальности.

3.2.3. Корреляция CSD и валового состава пород

Геохимические данные (таблица П2-2) по разрезу тела М1 имеются для 18 образцов из 20, для которых выполнены измерения CSD. При рассмотрении вариаций значений для валовых химических анализов вдоль по разрезу (рис. 24) видна отчетливая неоднородность состава, в первую очередь, имеющая своей причиной накопление оливина. Магнезиальность пород (рис. 24 а) меняется в внутри тела ступенчато, что можно предварительно интерпретировать как его многофазность, т.е. поступление несколько разных порций магмы. Эти ступени отражаются и в вариациях содержаний Al, Ca, Na, Ti и другие несовместимых с оливином компонентов (рис. 24 б, в), маркируя нарастание количества интерекумулятивной жидкости внутри ступеней. Отмечавшееся выше повышение количества ортопироксена в области

сочленения ступеней, отражается в содержании SiO_2 в породе (рис. 24 г). Интересно, что классифицированные по CSD точки в координатах Cu-высота, ложатся на свои тренды внутри в целом пилообразной картины содержаний (рис. 24 д).

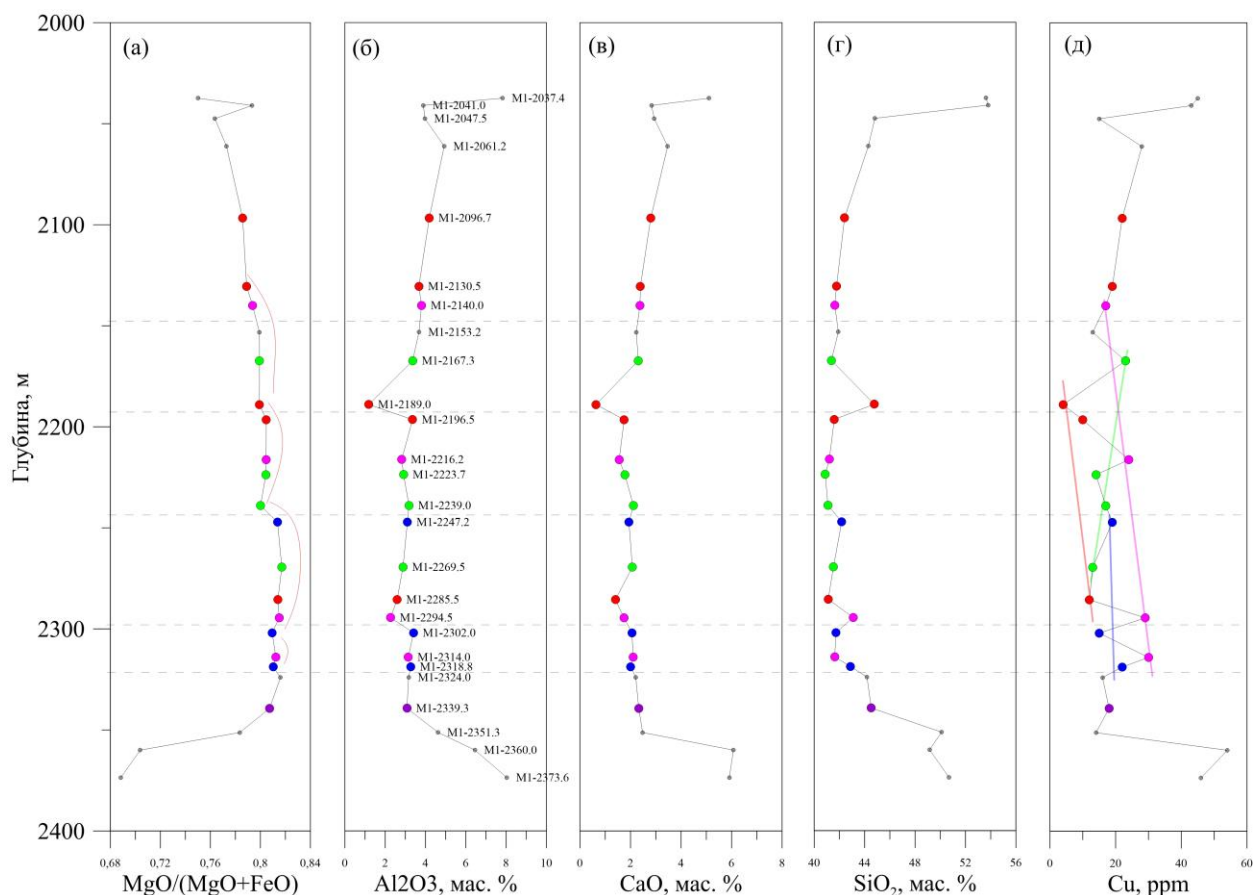


Рис. 24. Некоторое данные валовых химически анализов по разрезу тела скважина М1. Цвета точек отвечают классификации на рис. 23. Составы пород даны в таблице П2-2.

Взглянем на геохимические данные в традиционных координатах MgO-FeO для выяснения линии оливинового контроля (рис. 25 а). Оказывается, что точки распадаются на два тренда, причем первый, который указывает на Fo_{91} , содержит все породы с логлинейным CSD (красные точки), часть пород с двумя типами логнормальных распределений (зеленые и фиолетовые точки), но не содержит пород с бимодальным CSD оливина (синие точки). В свою очередь, второй тренд (Fo_{89}) уже не содержит пород с логлинейным CSD, за исключением пересечения с первым. Зато в нем находятся породы с бимодальным CSD (синие точки) и часть пород с различным логнормальным распределением (точки зеленые, фиолетовые, темно-фиолетовые). В случае $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$ диаграммы (рис. 25 б) породы в целом встраиваются в общую линию, однако выделенные по распределениям группы точек явно имеют свою чуть отличную направленность. Корреляция хрома и магния (рис. 25 в) указывает на совместное накопление оливина и хромита.

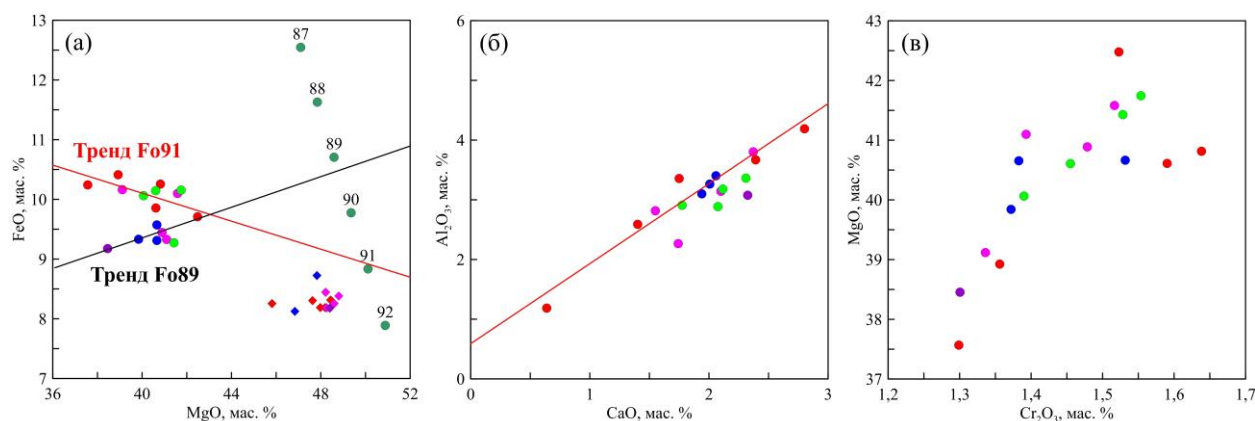


Рис. 25. Корреляция валового состава пород тела скважины М1 и типов CSD оливина. Цвета точек отвечают классификации на рис. 23. Составы пород даны в таблице П2-2.

Логлинейное CSD по форме и по принадлежности к высокомагнезиальной линии оливного контроля можно предположить первичным. Тогда производные от него логнормальные, которые имеют больший наклон, не могут быть объяснены растворением или растворением-доращением. Вероятно, их природа кроется в механизме зарастания скелетных кристаллов, когда скорость роста зависит от размера. Тогда в случае, если полости еще не заросли, нарастание диаметра больших зерен не наблюдается, а CSD становится более крутым (схема на рис. 7 и).

3.2.4. Оценка состава и температуры начальной магмы подводящего канала

Для рассуждений о природе особенностей кумулатов Мончеплутона необходимо начать с оценки состава, температуры и последовательности кристаллизации начальных магм массива. В работе (Смолькин и др. 2022) было высказано предположение, что тело скважины М1 является частью подводящей системы или «палеоканала» Мончеплутона. В случае его простого строения, и учитывая высокую долю интеркумulusа в породах, задача оценки начальной магмы была бы простой и сводилась к методу геохимической термометрии. Однако данное тело имеет как скрытую расслоенность (ступеньки валовой Mg#), так и структурную. Эти обстоятельства являются источником погрешности оценки начальной магмы.

Для качественного анализа применим метод геохимической термометрии (Арискин, Бармина, 2000), реализованный в программе Melts 1.2.0 (Ghiorso, Sack, 1995). При всех расчетах использованы буфер QFM, сухие условия (0 мас. % H₂O) и давление 4 кбар. Предположение о многоактном процессе формирования тела скважины М1 подтверждаются в том числе сложной картиной модельных траекторий кристаллизации составов пород (рис. 26). Оценка температуры равновесия дает приблизительное значение 1500°C по пересечениям траекторий для Al₂O₃, MgO, TiO₂. Наилучшее согласование (критично по SiO₂

на рис. 26) и наиболее высокие температуры равновесия характерны для гарцбургитов с логлинейным CSD оливина (красные значки и траектории). Отметим, что предполагаемые пересечения отвечают типичным температурам коматитовых магм (1400-1600°C). Равновесию с Fo₉₁, на который указывает линия оливинового контроля (красная на рис. 26) соответствует расплав с 20 мас. % MgO при 1500°C. Второе узкое пересечение, особенно по траектории SiO₂-T, удастся выделить примерно на 1400°C при 14 мас. % MgO в расплаве. При этом для всех составов на ликвидусе появляется ортопироксен. Это равновесие с Fo_{89.5}. Такое значение состава в основном наблюдается для оливина в породе. Данная ветвь видна в виде небольшого тренда в валовых составах пород (зеленая линия оливинового контроля). По всей видимости, второе пересечение отвечает моменту некоторого перераспределения расплава в кумулусе на этапе, когда были образованы ойкокрисы ортопироксена, но в целом кристаллический каркас еще не схватился.

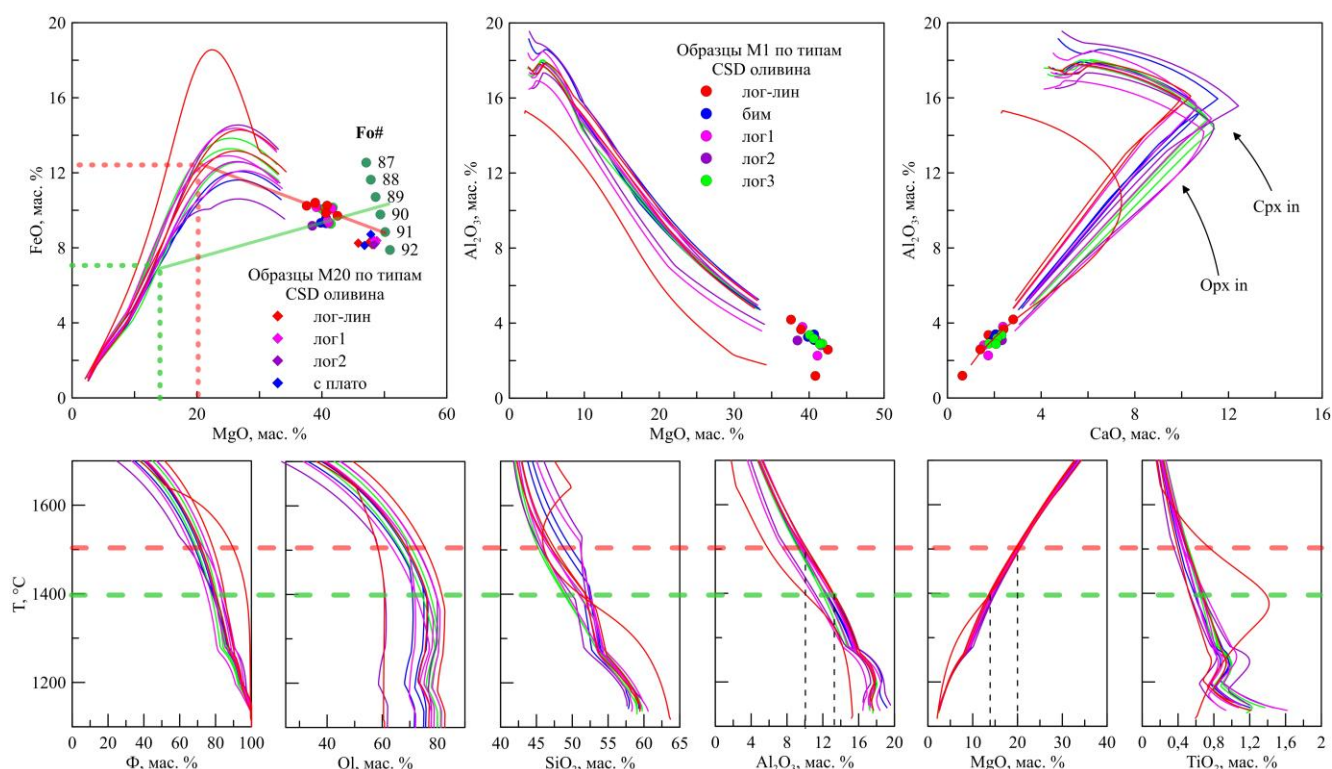


Рис. 26. Модельные траектории состава расплава при моделировании кристаллизации составов тела M1 (melts 1.2.0, 4 кбар, QFM, 0 воды), раскрашенные соответственно типам CSD оливина. Составы пород даны в таблице П2-2.

3.2.5. Краткие выводы

Тело M1 является гетерогенным как по геохимическим характеристикам, так и по форме распределений оливина по размеру, однако, эта гетерогенность достаточно слабая. Более-менее обоснованно можно выделить логлинейное распределение как первичное, в силу того, что данные породы четко лежат на линии оливинового контроля Fo₉₁ и не отходят от тренда.

Для пород можно предполагать начальный этап скелетной кристаллизации оливина, что обусловило их крупнозернистый облик. Заращение скелетов происходило, вероятно, в условиях зависимости скорости роста от размера. Этот эффект проявлен в породах с логнормальным CSD, которое несколько круче первичного логлинейного.

3.3. ДУНИТОВЫЙ БЛОК

Дунитовый блок (в среднем в породах $Mg\# = 92$) в силу тектонических осложнений имеет неясное строение и взаимоотношения с остальным массивом. В его пределах имеется область, относимая к Сопчеозерскому стратиформному месторождению хромита. Проекция месторождения в плане имеет размеры около 1000х300 метров, оно вытянуто с СЗ на ЮВ, вдоль тектонического контакта с породами Мончетундры. Рудная зона представляет собой переслаивания почти мономинеральных хромитов и оливин-хромитовых пород с разными пропорциями этих минералов (рис. 21 г,д). Общая мощность бедных и богатых руд составляет около 8 м. Снизу и сверху богатые руды обрамлены дунитами (или гарцбургитами в СЗ части месторождения), которые обогащены хромитом относительно основной массы пород блока. Рудное тело падает на ЮЗ, местами может разветвляться на две ветви, а в целом имеет корытообразное строение (Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района... (ч. I), 2004). Подстикает рудный интервал около 150 м дунитов с фоновым содержанием хромита в несколько об. %.

Важнейшей особенностью рудной части ДБ является постепенная латеральное нарастание в дунитах с ЮЗ на СВ доли интерстициального ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, причем рудное тело не прерывается и в целом не меняет строения, а проходит насквозь через эти вариации литологии ДБ. Таким образом, вероятно, что образование хромитов происходило до кристаллизации ортопироксена и плагиоклаза.

Изученная в работе скважина М20 (рис. 27) пробурена в ЮВ части дунитового блока, где доля интеркумulus минимальна. Характеристика образцов дана в таблице 7. Нет консенсуса, относятся ли гарцбургиты, пироксениты и нориты, встреченные в скважине М20 ниже дунитов, к дунитовому блоку. Существует мнение, что это может быть его краевая зона, однако в настоящей работе принято предположение, что контакт дунитов, отмеченный дайкой и прослоем габбро является тектоническим, и нижележащие породы генетически напрямую не связаны с перекрывающими дунитовыми адкумулятами.

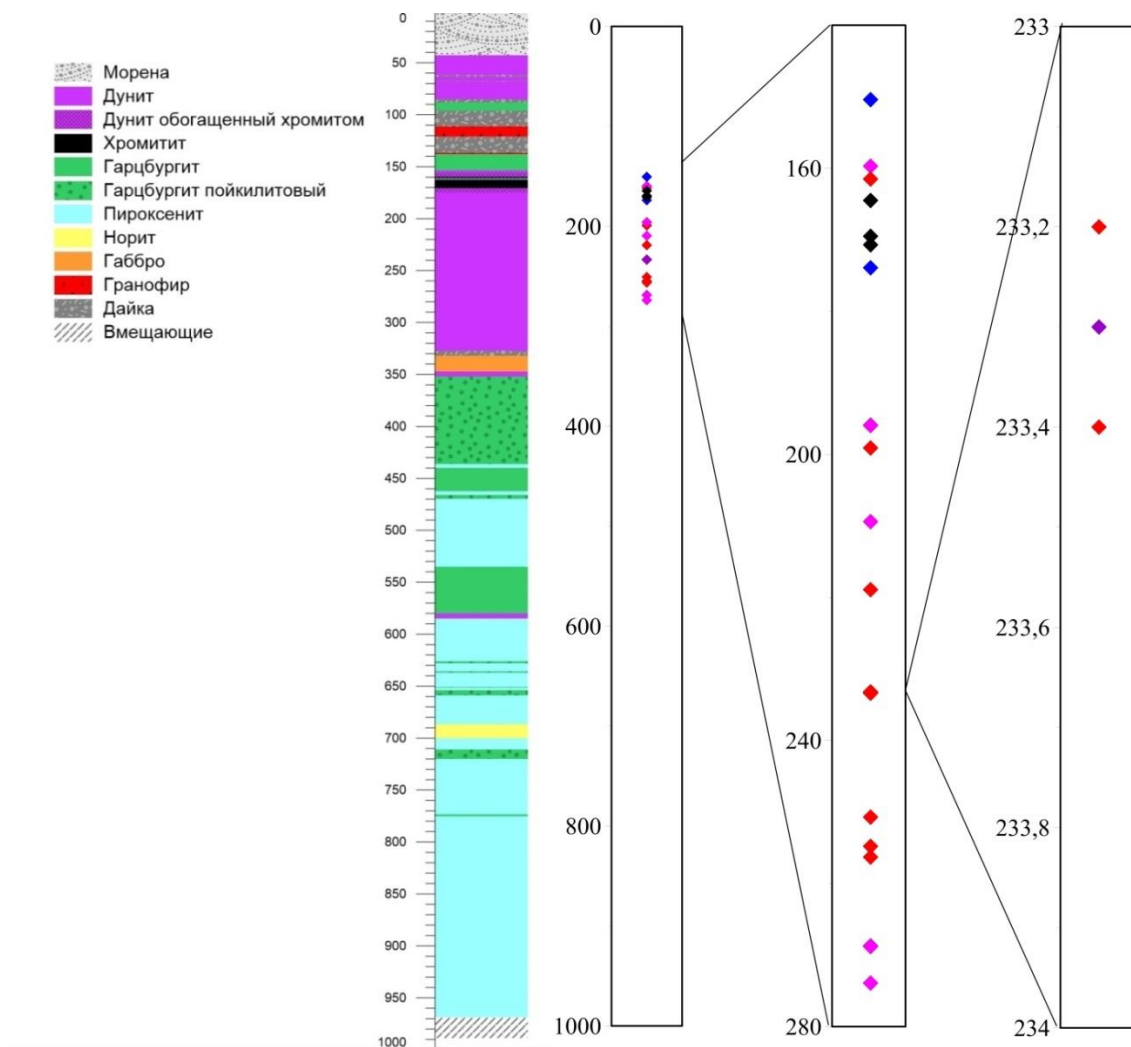


Рис. 27. Колонка скважины М-20 и положение опробования дунитов и хромититов. Значки раскрашены соответственно типам CSD (пояснения в разделе 3.3.2).

Таблица 7. Общие сведения и структурная информация для образцов из Дунитового блока, где изучено CSD.

Образец	Порода	CSD Ol	CSD Chr	N Ol	S Ol	N Chr	S Chr
M20-150,4	дунит	с плато	бим	448	570	355	143
M20-155,5	дунит		лог			1336	165
M20-159,7	дунит	лог1	лин > бим	468	507	2696	303
M20-161,5	дунит	лин		605	497		
M20-164,5	хромитит (Ol)	лин > бим*		408	593		
M20-169,5	хромитит (Ol)	лог	бим	278	594	749	11
						947	13
M20-169,5 без кайм	хромитит (Ol)	лин		142	356		
M20-170,4	хромитит	-	бим**			517	60
M20-170,7	хромитит (Ol)	лин		639	447		
M20-173,9	дунит	с плато	бим	468	519	1727	237
M20-195,9	дунит	лог1	бим2	584	664	1544	461

M20-195,95	дунит	лог1		469	499		
M20-233,2	дунит	лин	бим1	796	586	3402	499
M20-233,3	дунит	лог2		351	610		
M20-233,4	дунит	лин		833	630		
M20-250,7	дунит	лин	бим1	358	521	3072	439
M20-256,35	дунит	лог1	бим2	544	610	1857	394
M20-256,4	дунит	лин		710	543		
M20-268,7	дунит	лог1		514	517		

Примечание. N – количество измеренных зерен в образце, S – площадь шлифа (мм^2), в пределах которой были проведены измерения. Лин – логлинейное, лог – логнормальное, бим – бимодальное. * логлинейное стремящееся к бимодальному. ** крупная популяция имеет логнормальное CSD. *** в силу автоматизации процесса выделения зерен, в ряде случаев наиболее мелкие полигоны отражают шумовой хвост и не задействованы в построении функций CSD

Способ опробования дунитов в керне был выбран, исходя из опыта изучения Йокондовыренских пород (Соболев и др., 2024). В первую очередь, была поставлена задача найти разные гранулометрические типы дунитов с близким при этом соотношением оливина и шпинели. Для этого был выполнен визуальный осмотр всей колонки дунитового участка скважины, распиловка перспективных образцов, отбор половинок керна и их полировка. На полированной поверхности распила керна снова были намечены визуально перспективные участки с отличающейся гранулометрией и содержанием хромита. Из этих участков были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, а их ответные части были использованы для валового химического анализа. Рудный горизонт в силу своего сложного строения для данной работы был опробован лишь спорадически с тем, чтобы первично изучить различные структурные типы составляющих его пород с разной пропорцией хромита.

3.3.1. Петрография дунитового блока

Породы дунитового блока, представленные в настоящей работе, как уже сказано, отобраны в области, где доля интерстициальных фаз в породе минимальна, то есть они представляют собой оливин-хромитовые адкумулаты с очень малой долей интеркумулусного материала, представленного в основном клинопироксеном.

В подстилающих рудный интервал дунитах можно выделить характерные черты пород. Оливин в них неравномернозернистый, часто выделяются единичные крупные кристаллы на фоне относительно более мелкозернистой основной массы (рис. 28 а,б) или наоборот, преобладает крупное зерно (рис 28 г, д). Облик кристаллов аллотриаморфнозернистый и лишь в некоторых зернах угадываются первичные кристаллографические очертания. Размер зерен от 0.3 до 6 мм. Границы между крупными кристаллами относительно ровные или

слегка волнистые, а мелкие зерна при этом могут быть несколько вдавлены в крупные кристаллы. Отношение сторон зерен в сечении шлифа, как правило, варьирует от 1.5 до 3 со средним значением около 2, редко больше, за счет чего можно ясно увидеть директивность текстуры в шлифах, сделанных в вертикальной плоскости. В большинстве кристаллов обнаруживаются субзерновые малоугловые деформационные границы (рис. 28 г). В оливине часто обнаруживаются случайно или закономерны (в виде кайм или тесных скоплений) расположенные включения шпинели. При этом ее кристаллы в основном значительно меньше тех, что можно встретить в интерстициях на границах между оливином и в стыках трех и более его зерен, где находится большая часть хромита. В крупных кристаллах оливина в ядрах иногда бывают полости, заполненные серпентином, вероятно, бывшие расплавные включения. Вдоль залеченных трещин отмечаются включения клинопироксена и хромита, последний также может образовывать тонкие ламели распада до 10 микрон.

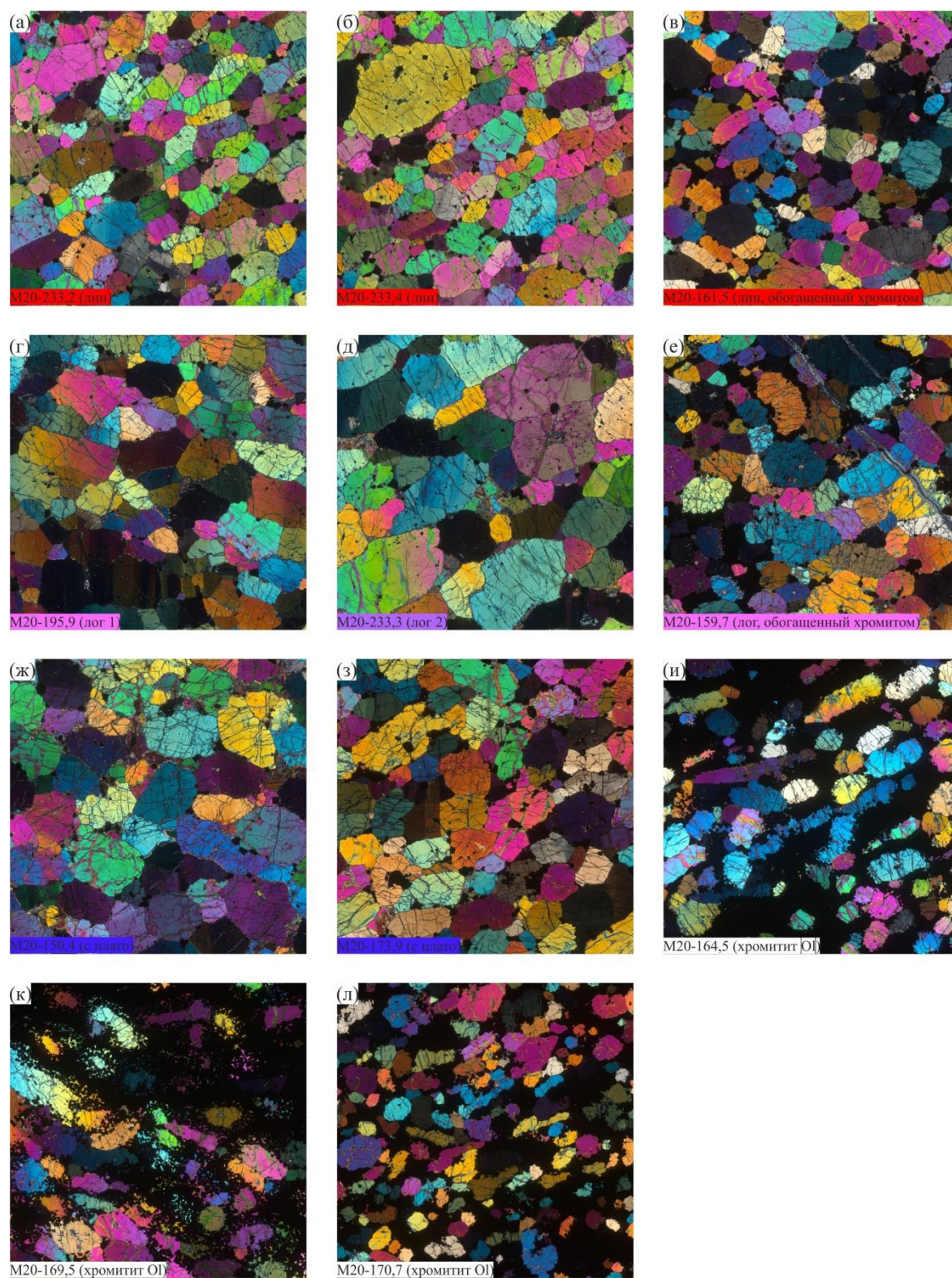


Рис. 28. Фотографии изученных пород дунитового блока Мончеплутон в скрещенных николях. В скобках даны типы пород по CSD, выделенные в разделе 3.3.2. Размеры изображений 1x1 см.

Дуниты, близкие к рудному горизонту, и обогащенные хромитом имеют ряд отличительных особенностей (рис. 28, в,е,ж,з). Так, оливин, по всей видимости, имеет меньше субзерновых границ. Включения шпинели, если и встречаются в оливине, то в

большинстве случаев соответствуют среднему размеру зерен в интерстициях. Крупные измененные расплавные включения почти не встречаются.

В хромититах рудного горизонта (рис. 28и-л) оливин почти вовсе не деформирован. Оливин, рассеянный в хромититах, оказывается наиболее удлиненным, иногда с отношением сторон до 7-8 (рис. 28и). Отдельные вclusions шпинели он практически не содержит. Оливиновые хромититы можно поделить на два типа. В первых оливин и шпинель, можно сказать, не пересекаются (рис. 28и, л), то есть имеют четкие границы и не имеют пойкилитовых взаимоотношений, а во вторых оливин образует не только нормальные кумулятивные зерна, но может иметь каймы или весь быть сложен в виде ойкокрстов, прорастающих и пропитывающих плотный каркас мелкого хромита (рис. 28 к). Такие структуры нередко встречаются в стратиформных хромититах, в том числе с другими силикатными минералами. Например, в Бураковского-Оганозерском массиве (личные материалы Г.С. Николаева), интрузиве Маскок (Roach et al., 1998).

Хромит часто идиоморфный, как во включениях в оливине, так и в интерстициях и почти всегда имеет каймы окисления, в мелких зернах развитые по всему объему. Хромит из массивных прослоев хромититов без оливина гораздо более крупнозернистый, чем каркас, пропитанный ойкокрстами оливина. Здесь содержатся только участки мелкозернистого хромита, пропитанные ойкокрстами, вероятно, оливина, до 7 мм, ныне замещенные серпентином.

В интерстициях оливина и хромита встречаются сульфиды железа и никеля, а также самородная медь (до 15-20 микрон) окаймленная магнетитом (?), соседствующая с губчатым сульфидом.

3.3.2. CSD оливина дунитов

Главной особенностью CSD оливина в дунитах скважины М20 (таблица П1-4) является доминирование двух форм распределений (рис. 29 а,б). Первая, хотя и не идеально, но ближе к логлинейной с более крутым наклоном, а вторая имеет более пологий наклон и отнесена к логнормальной. Для второй группы характерен больший средний размер зерен оливина и хромита. Среди дунитов с логнормальным CSD можно выделить один особенный образец (М20-233.3), который характеризуется наиболее крупным оливином и имеет контрастный самый пологий наклон CSD. Важно заметить, что такой образец оказывается все же исключением, а целенаправленный поиск аналогов в керне не привел к результату. Распределение в таком крупнозернистом образце близко к двум наиболее крупнозернистым образцам из тела скважины М1.

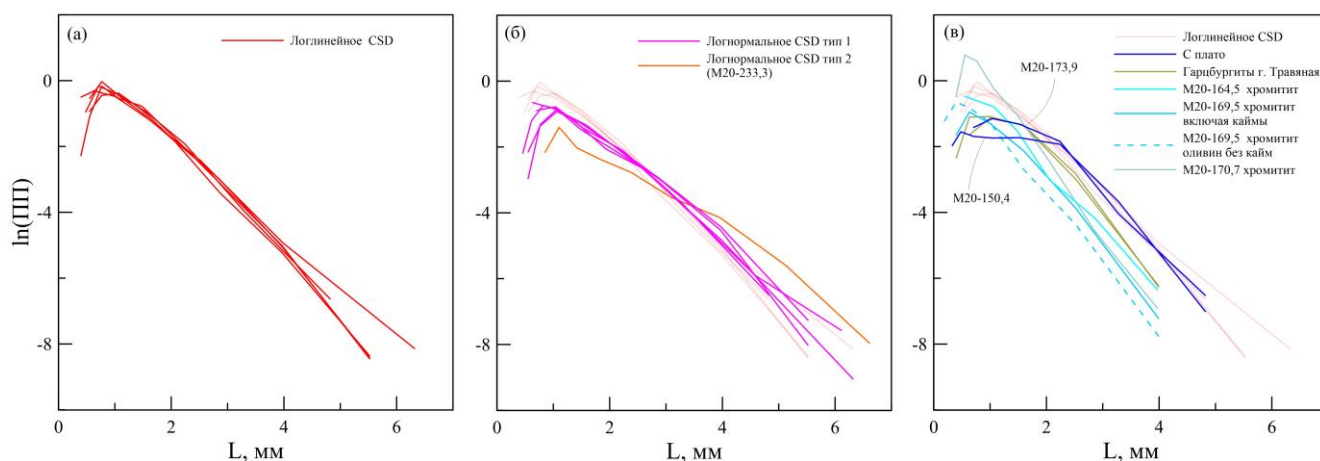


Рис. 29. Распределения кристаллов оливина по размеру: а. Логлинейные CSD оливина дунитов б. Два типа логнормальных CSD оливина дунитов, в сравнении с логлинейными. в. CSD оливина дунитов с плато в сравнении с распределениями из гарцбургитов г. Травяная и хромититов. Значения функций и аргументов даны в таблице П1-4.

Для некоторых дунитов, прилегающих близко к рудному телу, снизу и сверху (M20-173,9; M20-150,4) устанавливаются специфические формы CSD, где в области малых кристаллов наблюдается плато близких значений плотности популяции (рис. 29 в). Образец M20-150,4 с наиболее выраженным плато сильно обеднен хромитом (на уровне логнормальных из низов разреза), а образец M20-173,9, напротив, им обогащен. Надо отметить, что еще ближе к хромититам отмечаются логлинейные (M20-161,5) и логнормальные (M20-159,7) CSD оливина в дунитах, обогащенных хромитом. Интересно также, что образец M20-150,4 (CSD с плато) обеднен хромитом не только в интерстициях, но и не содержит его почти в качестве включений. В образце, отобранном и переданном Смолькиным В.Ф. (M20-154,1), вообще почти отсутствует хромит в шлифе, а гранулометрия оливина визуально носит выраженный логнормальной (укрупненный) характер. Среди включений в оливине хромит здесь не обнаруживается. Интересно, что в хромититах, включений хромита в оливине относительно немного, особенно на фоне его общего содержания в породе. Таким образом, корреляции между количеством хромита и формой CSD с плато нет, но их особенность состоит в относительном соседстве с рудным пластом, особенно снизу. Они как бы зажимают его и могут иметь отношение к переходу от режима кристаллизации с образованием нормальных дунитов к рудообразующему процессу. Стоит отметить, что распределения с плато довольно близки по форме к двум распределениям для оливина гарцбургитов г. Травяной (рис. 29 в), которые подробнее даны ниже.

Изученные на предмет CSD рудные образцы с рассеянным оливином по особенности взаимоотношений оливина и хромита, как было сказано, могут иметь четкие границы с

хромитом, а могут иметь пропитывающие ойкокрстовые каймы (обр. М20-169.5). Для образца последнего типа получены два CSD – по разметке включающей каймы и без них. Интересно, что CSD для измерения без ойкокрстовых кайм близко по форме к образцу М20-164.5. Оба они имеют признаки бимодальной формы и отличаются смещением вдоль оси ординат, то есть по высоте (разная доля разбавляющего хромита), но в большей мере смещение вдоль оси абсцисс. Т.е. распределение из М20-164,5 может быть продуктом дорастания такой популяции, как в М20-169.5 без зависимости от размера и без нуклеации. CSD, полученное по разметке, включающей каймы, уже имеет логнормальную форму. Для образца М20-170.7 форма близка к логлинейной и распределение является самым крутым (оливин наиболее мелкозернистый) для всех изученных образцов Мончеплутона. Наклон его совпадает с популяцией малых кристаллов бимодальных распределений М20-164.5 и М20-169.5 без кайм. В действительности, трактовать распределения как бимодальные, надо осторожно. Нельзя исключать, что причиной такой формы графика является наличие двух популяций разных по форме – вытянутого (первично скелетного) и относительно изометричного оливина.

Обращает на себя внимание хорошее совпадение наклона функций для логлинейных CSD из скважин М1 и М20 (рис. 30 а). При этом, сравнение логлинейных дунитов ДБ с остальными (для примера показаны два вида логнормальных CSD) типами распределений из тела скважины М1 демонстрирует отчетливое различие наклона (рис. 30 б, в). Учитывая примерно одинаковый минимальный размер зерен в дунитах М20 и плагиогарцбургитах М1, отличия популяции М20 в области малых кристаллов может быть следствием преобразования популяции при компакссии и адкумулсном процессе. Именно такой эффект как раз ожидается при компакссии с растворением под давлением (Higgins, 2002) (схема на рис. 7 в). В свою очередь, одинаковый наклон говорит об одинаковом тепловом потоке при изначальной кристаллизации популяций оливина данных пород.

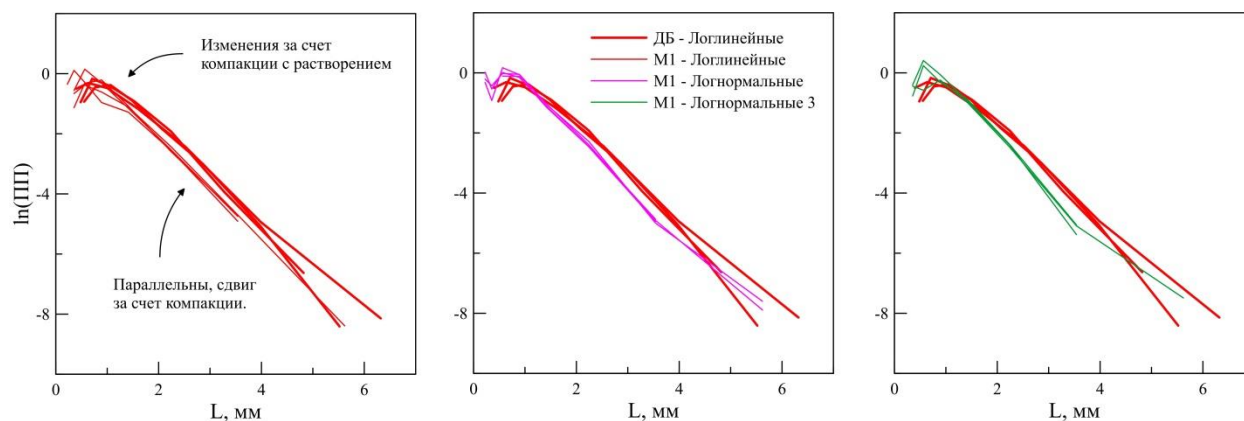


Рис. 30. Сравнение логлинейных CSD оливина в скважинах М1 и М20. Значения функций и аргументов даны в таблице П1-3 и П1-4.

3.3.3. CSD хромита в дунитах и хромититах

CSD хромита в Мончеплутоне были получены только для образцов из дунитового блока (скв. М20). Была поставлена задача изучить максимальное разнообразие образцов от обедненных хромитом до почти сплошных руд. Всего получено 11 CSD хромита (таблица П1-5). Исследование гранулометрии хромита можно считать вспомогательным и предварительным, в силу того, что разнообразие рудных разностей в относительно небольшом интервале разреза, где находится рудное тело, существенно больше, чем задействовано в настоящей работе. Но уже на основании имеющихся данных можно судить, что гранулометрия хромита очень информативна и требует расшифровки.

Получение CSD хромита в дунитах и хромититах производилось с использованием панорам, снятых в обратно рассеянных электронах. Ориентационный контраст проявлен слишком слабо, поэтому разметка выполнена с некоторой долей ошибки. Прилегающие зерна разделялись только по наиболее очевидным границам и в случае, когда внешняя огранка скопления явно свидетельствовала о срастании нескольких кристаллов. Выборка зерен хромита не разделялась по принципу включенности в оливин. При этом в некоторых образцах количество хромита в оливине по сравнению с хромитом в интерстициях незначительно, например, в образцах М20-150,4, М20-159,7; М20-173,9, а в подстилающих рудный интервал дунитах во включениях в оливине находится визуально до половины всего хромита.

В подстилающих рудное тело дунитах были выбраны по два образца с логлинейным и логнормальным CSD оливина. Здесь эти образцы для краткости так и будем называть логлинейные и логнормальные дуниты. CSD хромита в них имеют бимодальную форму (рис. 31 а) и довольно похожи между собой. При этом наиболее отчетливое совпадение распределений характерно для мельчайших кристаллов, что, видимо, обусловлено тем, что эта популяция находится в оливине и имеет общую историю. Для кристаллов размером более 0.15 мм распределения отличаются. В логлинейных дунитах распределение хромита лежит выше, чем в логнормальных и имеет более крутой наклон. В логнормальных распределение хромита в области больших кристаллов, можно предполагать, стремится также к логнормальной форме, как и распределение оливина.

Отметим, что в дунитовом ксенолите Сопчи, очень похожем на Дунитовый блок, на наличие двух генераций хромита различных по зернистости указывали (Рундквист и др., 2011). Мелкий хромит заключен в оливине, крупный распределен в интерстициях.

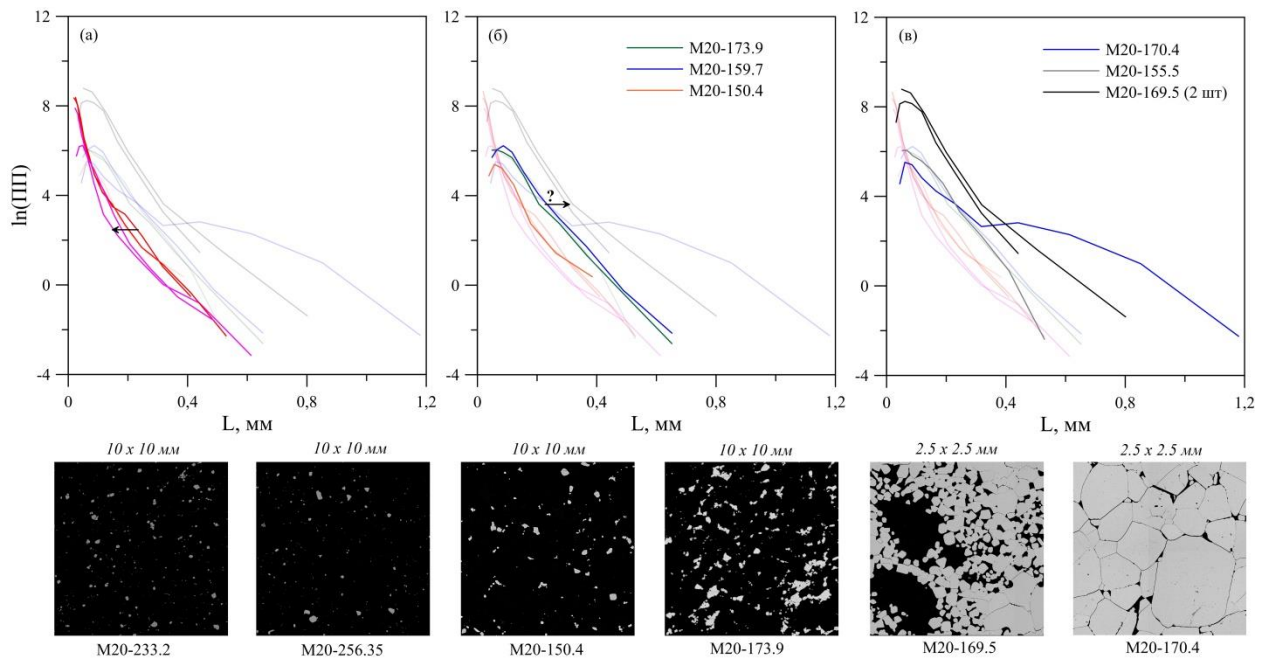


Рис. 31. Распределение кристаллов хромита по размерам. а. CSD хромита в подстилающих рудное тело дунитовых адкумулятах, классифицированные согласно делению CSD оливина; б. CSD хромита в образцах близких к рудному телу, стремящиеся к бимодальной форме отличающиеся от рудных за счет разной плотности распределения хромита в образце и, вероятно, за счет разного развития малой популяции. в. Распределение неопределённой формы для образца M20-155.5; бимодальные распределения для хромита заключенного в ойкокрсты оливина; бимодальное CSD с логнормальной крупной популяцией. Для наглядности добавлены фрагменты BSE изображений, где отмечены размеры фрагментов. Видно, что с одной стороны в образце 173.9 по сравнению со 150.4 хромит расположен в породе более плотно, с другой максимальный размер зерен больше. Значения функций и аргументов даны в таблице П1-5.

Образец M20-150.4 тоже обогатен хромитом относительно рудных, но уже отобран выше рудного тела, а CSD оливина имеет плато. CSD хромита бимодальное (рис. 31 б) и достаточно близко к таковым у логлинейных дунитов, но при этом в области малых кристаллов отличается меньшей плотностью популяции в силу почти полного отсутствия мелкого хромита в оливине. Возможно, здесь бимодальность свойственна для собственно интерстициальной популяции. В области мелких кристаллов наклон наиболее похож на M20-159,7; M20-173,9, однако высота пика совпадает с мелкозернистым хромитом образца M20-170,4.

Образцы 173.9, 159,7, 155,5 обогащены хромитом относительно подстилающих дунитов, причем он находится в межзерновом пространстве часто в виде своеобразных бус. В образцах M20-159,7; M20-173,9 CSD хромита в целом сходно и близко к линейному с отклонением в сторону бимодальности (рис. 31 б), где вторая популяция мельче 0.2 мм.

Отметим, что 0.1 мм - это размер наиболее мощной каймы хромита наблюдаемой вокруг концентрической зоны включений (рис. 32 б ниже). Таким образом, действительно вероятно присутствие двух популяций хромита, а смена режима кристаллизации сопровождается захватом водосодержащих минералов (биотита, амфибола), апатита и редких сульфидов. Характер CSD хромита в слегка обогащенных образцах очень напоминает наблюдения (Hunt et al., 2012) для перидотитов Давроз. Несмотря на в общем такое же содержание хромита в образце M20-155,5 и бимодальную форму распределения все же оно отличается от двух предыдущих (M20-159,7; M20-173,9). Обе ветви бимодального распределения каждая в отдельности стремятся к логнормальной форме (рис. 31 в).

Для рудных образцов изучены две принципиально разные популяции хромита. Первая представлена относительно мелкими кристаллами (обр. M20-169.5), которые погружены в ойокристовый оливин, и таким образом изолированы, а вторая - крупными кристаллами за пределами распространения силикатных фаз в участках практически мономинерального хромитита (обр. M20-170.4). Мелкозернистые хромититы очень близки по форме распределения к хромиту, изученному в слегка обогащенных образцах, и отличаются в целом только сдвигом графика по горизонтали вместе с относительным увеличением доли мелкозернистой популяции. Крупнозернистые хромититы сложены в основном логнормальной популяцией крупного хромита, между зернами которого располагаются мелкие кристаллы, что дает в целом бимодальное распределение в целом (рис. 31 в). Интересно, что мелкозернистая популяция в массивных хромититах не совпадает по наклону с мелкозернистыми популяциями в других типах хромититов и обогащенных дунитов, а скорее близка по наклону к более крупнозернистой их части. Чем обусловлена вторичная нуклеация здесь, однако, не ясно. Это своего рода противоречие, ведь площадь уже имеющихся кристаллов и так велика, чтобы обеспечить достаточный прирост массы при любом в принципе пересыщении.

3.3.4. Зональность хромита по включениям

Единственной генетически значимой для магматического этапа зональностью в хромите является распределение включений. В хромите из дунитов, подстилающих рудный интервал, включений относительно мало, они мелкие и представлены сульфидами Fe, Ni и Cu, например, полифазным сростком в образце M20-233.4 (рис. 32 а). Малое количество включений в обычных дунитах дунитового блока является важным отличием от тела M1, которое нельзя не учитывать при попытке провести между ними генетические параллели.

В дунитах, прилегающих к рудному интервалу, включения более обильны пропорционально увеличению количества крупной интерстициальной шпинели, например, в

образце M20-173.9 включения в хромите содержат клинопироксен, апатит, флогопит (рис. 32 б). Наиболее частый минерал – клинопироксен. Включения в редких случаях могут образовывать концентрические зоны.

Хромит из рудного горизонта (обр. M20-169,5) помимо включений клинопироксена (рис. 32 в) в краевых частях зерен содержит идиоморфный иридосмин с примесью рутения и родия (рис. 32 г, д, е). Он в большинстве случаев составляет мономинеральные включения, но может сочетаться и с клинопироксеном. Захват включений иридосмина происходит на краях крупных зерен шпинели, в основном на границе с ойкиокристами оливина. Такие же включения $\text{Ru}_5\text{Rh}_3\text{Os}_7\text{Ir}_{85}$ характерны для крупной шпинели сплошных хромититов (обр. M20-170,4), хотя и отмечались реже. В то же время, в одном случае включение иридосмина находилось в полифазной ассоциации, видимо, с клинопироксеном или амфиболом $\text{Ru}_{12}\text{Os}_{48}\text{Ir}_{40}$.

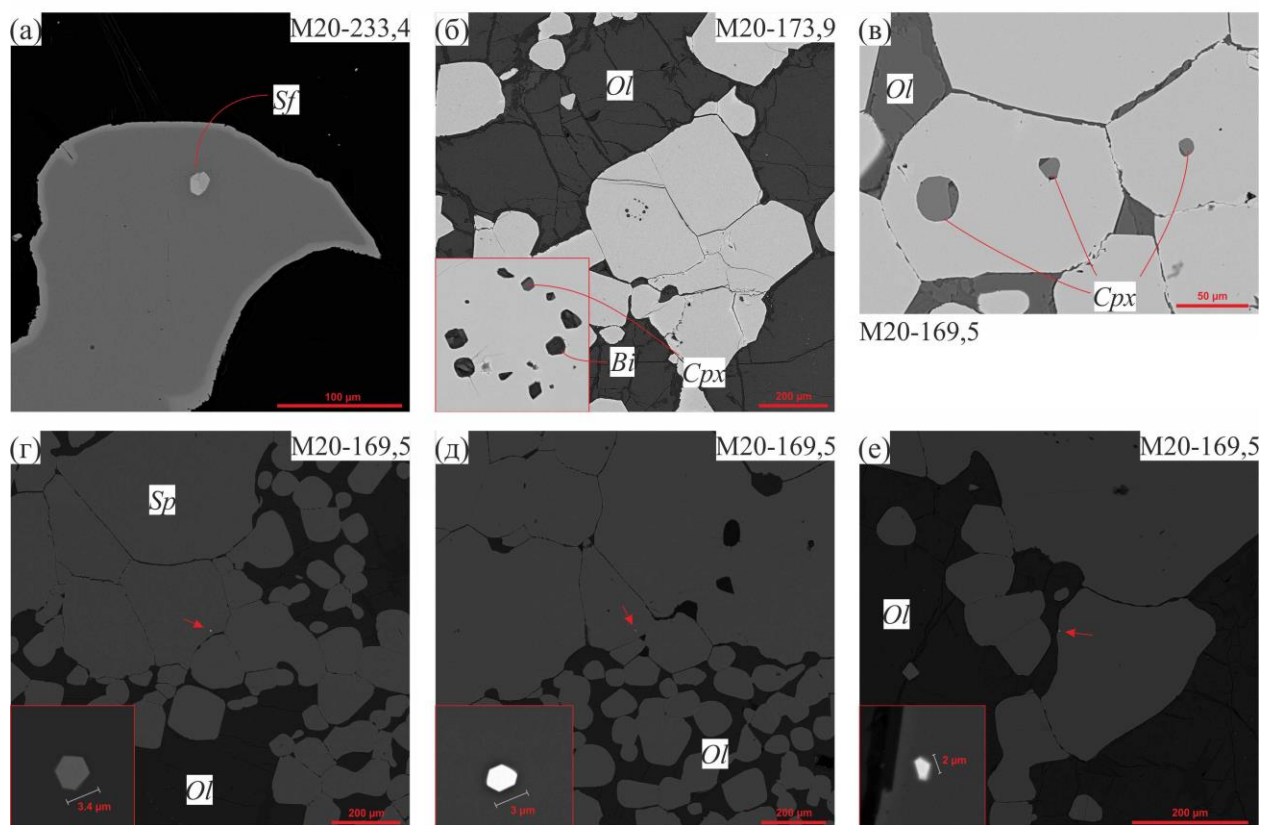


Рис. 32. а. Включение сульфидов железа, меди+железа и никеля в хромите из обычных дунитов дунитового блока, б. Концентрическая зона включений в хромите из дунитов, обогащенных хромитом и обрамляющих рудный горизонт, в. Включения клинопироксена и биотита из оливинсодержащих хромититов. ж, з, и. Включения иридосмина ($\text{Ru}_{9-13}\text{Os}_{48}\text{Ir}_{39-43}$) в краевых частях крупных зерен хромита от 2 до 3.8 микрон. Все замеченные включения

тяготеют к переходу от области крупнозернистого хромита к мелкозернистому рассеянному в оливине.

3.3.5. Корреляция CSD и валового состава пород

Составы изученных пород дунитового блока даны в таблице П2-3. Изученные на предмет структуры дуниты с нормальным содержанием хромита ложатся в компактную область на диаграмме MgO-FeO и должны отвечать линии оливинового контроля Fo_{91.5-92} (рис. 33 а). Размывает этот тренд присутствие хромита.

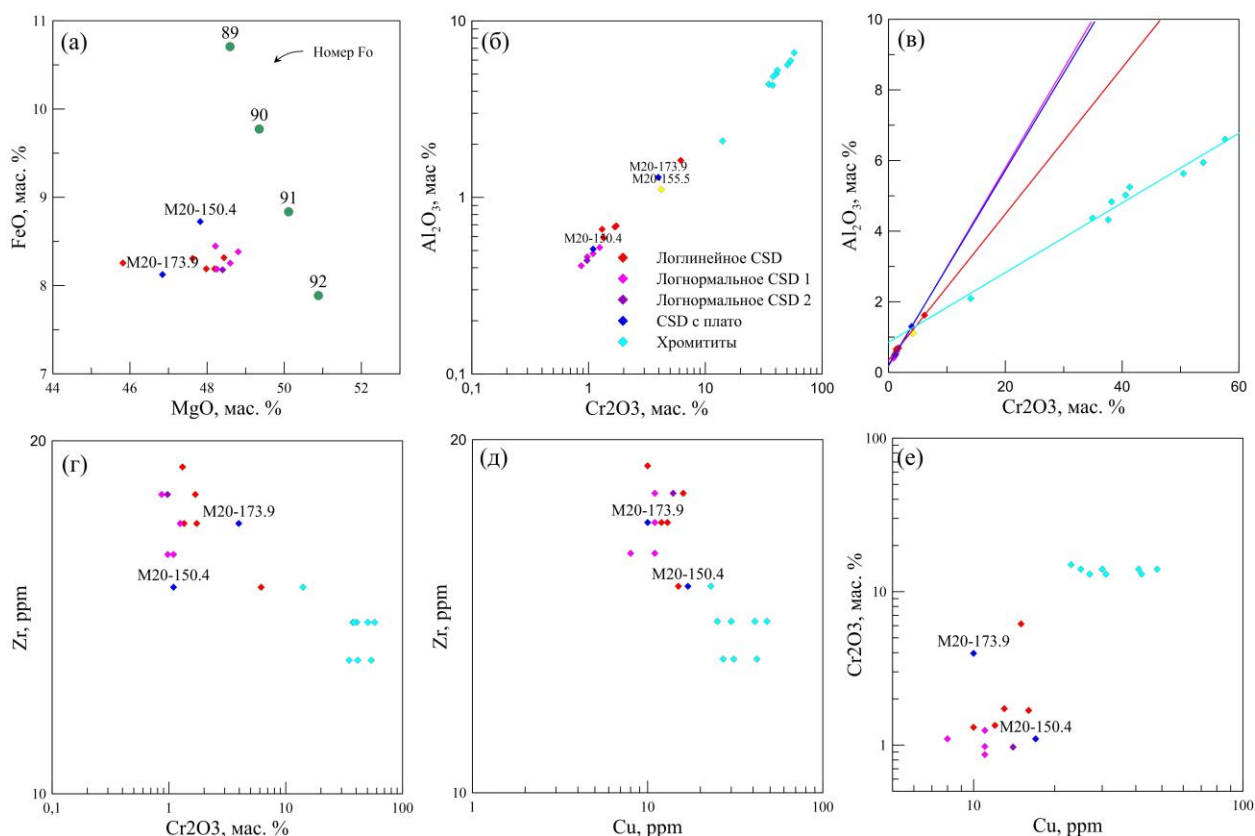


Рис. 33. Результаты валовых химических анализов пород дунитового блока Мончеплутона, классифицированные согласно выделенным выше типам CSD оливина. Пояснения в тексте. Составы пород даны в таблице П2-3.

Так как породы являются почти биминеральными кумулатами (оливин-хромит), а доля пироксенов в них минимальна, тренд на диаграмме Cr₂O₃-Al₂O₃ (рис. 33 б) должен отвечать смешиванию этих двух минералов. В действительности же при нуле Cr₂O₃ значение Al₂O₃ не нулевое. То есть доля пироксена и плагиоклаза во всех породах не равна нулю. При этом наклоны трендов для дунитов и хромититов различаются, что лучше видно в нормальных (рис. 33 в), а не логарифмических координатах. Интересно, что образец M20-173.9 со специфическим CSD оливина с плато попадает как раз на пересечение данных трендов.

Наиболее важно, что дуниты, классифицированные по форме CSD на логлинейные и логнормальные, идеально разбиваются на две группы и в координатах Cr₂O₃-Al₂O₃ (рис. 33

б). Здесь становится видно, что логнормальная форма CSD оливина характерна для пород, обедненных хромитом. При визуальном петрографическом анализе видно, что хромит в таких породах хотя и встречается реже, но он, также как и оливин, укрупняется. Отметим, что образец М20-233.3 с наиболее укрупненным оливином демонстрирует хотя и одно из самых низких содержаний Cr и Al, но все же не минимальное. Нельзя уверенно говорить, что вся навеска, пошедшая на валовый химический анализ, характеризовалась CSD измеренным в шлифе М20-233.3, с другой стороны, это скорее следствие первично более крупнозернистого оливина. Это еще раз подчеркивает редкий характер такой гранулометрии. Как будет показано позднее, она характерна для некоторых ксенолитов. Дуниты с CSD оливина наиболее близким к логлинейной форме, напротив, обогащены хромитом среди пород, не относящихся к рудному интервалу.

Примечательно поведение циркония, который как несовместимый элемент отражает количество остаточной силикатной жидкости в случае его неизменного содержания. Циркония в хромититах заметно меньше (рис. 33 г). Если хром заменить на медь, получается довольно похожая картина (рис. 33 д). Медь первично маркирует количество сульфидов меди, кристаллизованных из захваченного в кумулусе несмесимого сульфидного расплава, поэтому она используется как приближение к сульфиду в целом, потому что содержания серы оказываются сильно искажены наложенными низкотемпературными процессами. Так, если взглянуть только на подстилающие дуниты, можно наметить прямую зависимость между цирконием и медью, что свидетельствует о недосыщенности системы сульфидной серой в момент закрытия кумулуса и невозможности аккумуляции несмесимого сульфида (рис. 33 д). Действительно для дунитов тренд в координатах $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-Cu}$ (рис. 33 е) нельзя назвать явным, поэтому говорить наверняка о сопряженном с хромитом выносе сульфида преждевременно. Хромититы, еще более обеднены цирконием, то есть, вероятно, остаточным расплавом и немного обогащены медью по отношению к дунитам. Это может свидетельствовать все же о слабом, но происходившем перераспределении сульфида в кумулусе и его накоплении вместе с хромитом в Сопчеозерском рудном горизонте (рис. 33 е).

3.3.6. Зональность оливина дунитов и хромититов

В дунитовом блоке на предмет зонального распределения фосфора в оливине изучены два образца: М20-233.4 – дунит с логлинейным CSD оливина; М20-170.7 – хромитит с рассеянным, часто вытянутым оливином с логлинейным CSD.

Фосфорная зональность в образце дунита М20-233.4 из Дунитового блока Мончеплутона содержит уже упомянутые для Довыренских пород особенности, что подтверждает их

распространенность. Для многих вытянутых в плоскости шлифа и таблитчатых в объеме, а также некоторых относительно изометричных кристаллов оливина, характерна зональность, отмечающая формы скелетного роста (*s* на рис. 34 в, и). При этом в вытянутых кристаллах наблюдавшаяся зональность более тонкая, а в изометричных - более грубая. В наиболее крупном в шлифе кристалле оливина, размером 4.7 мм по наибольшему измерению, скелетные участки или другие формы зональности на краю зерна однозначно не обнаружены (рис. 34 б,в). Тем не менее, концентрическая зона включений шпинели в данном зерне подсказывает, что оно претерпело некоторый скачок в своем развитии, который мог сопровождаться образованием зональности. Ее слабые признаки указаны как *s* слева на (рис. 34 в), вблизи зерен шпинели, попавших на данную карту. Более интересна граница этого крупного кристалла. Здесь бросается в глаза своеобразная впадина, край которой обогащен фосфором. Она находится внутри зерна и перекрывается каймой обогащения (*be* на рис. 34 б). Впадина может быть результатом залечивания места, изначально занятого кристаллом шпинели, выпавшим из минерала хозяина. Как было сказано выше, растворение зерен идет преимущественно вокруг включений. Картина довольно курьезная. В мелких зернах, находящихся выше данного крупного на (рис. 34 б), содержатся слабые пятнистые неоднородности распределения фосфора.

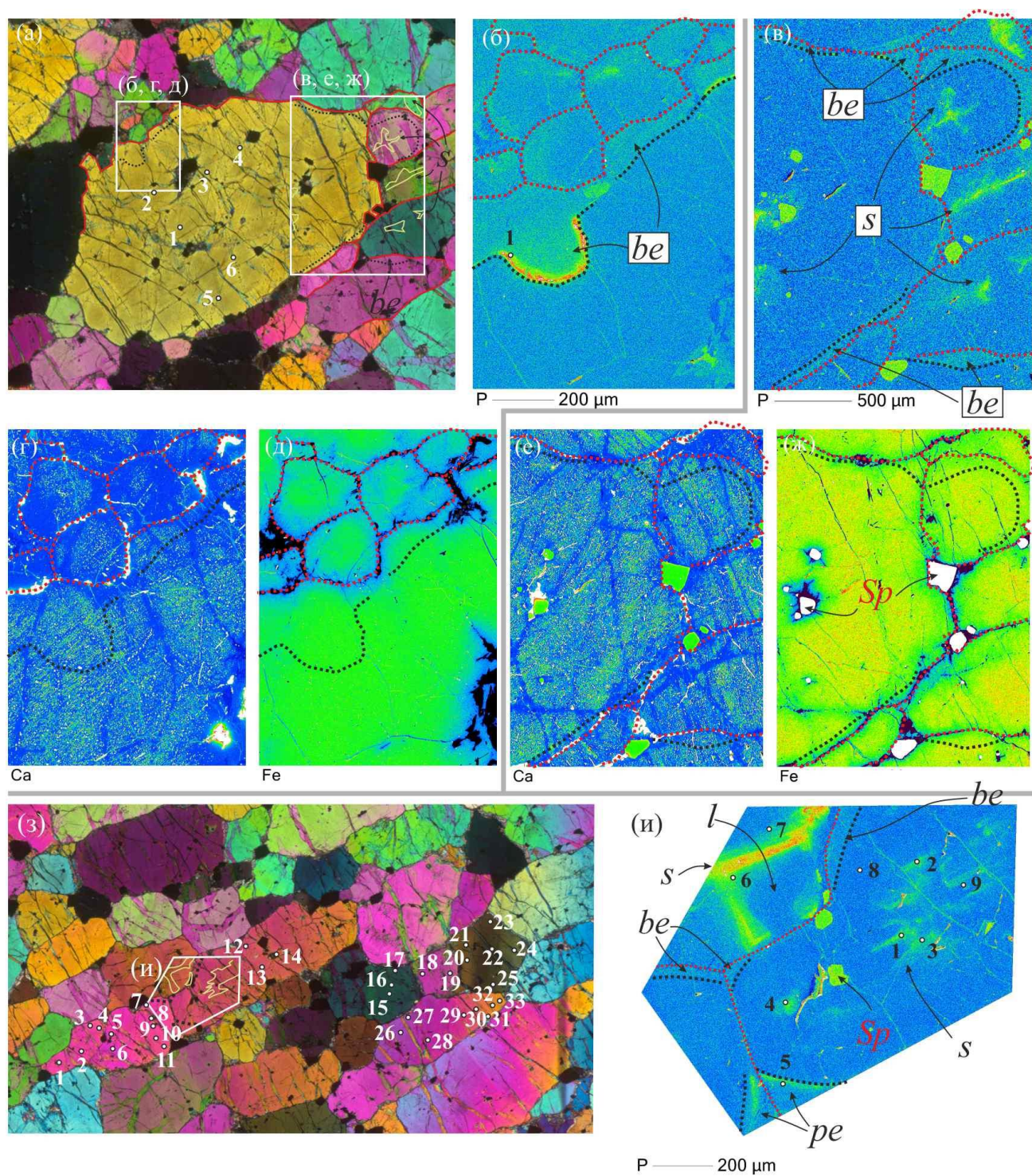


Рис. 34. Карты зонального распределения элементов в оливине из образца дунита M20-233.4 (анализировался в ISTERre) из Дунитового блока Мончеплутона. Белыми точками на (б, з, и) обозначены места количественного определения состава оливина. Красным пунктиром обозначены границы зерен, черным пунктиром – «палеограницы», дальше которых нарастает обогащенная фосфором кайма, лучше всего проявленная при зарастании пор (*pe*). Чем насыщеннее цвет от синего к красному на изображениях (б-ж, и) тем выше концентрации P, Ca и Fe.

Таблица 8. Составы оливина из образца дунита М20-233.4 (в мас. %, лаборатория ISTerre) в точках, отмеченных на рис. 6 а, б, з, и.

Рис. 6	Точка	SiO ₂	MgO	FeO	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	CoO	NiO	Сумма
а	1	41,446	51,140	7,781	0,001	0,011	0,009	0,045	0,003	0,014	0,122	0,016	0,453	101,040
а	2	41,511	51,154	7,814	0,001	0,010	0,003	0,062	0,004	0,015	0,120	0,017	0,455	101,166
а	3	41,589	51,307	7,596	0,002	0,004	0,002	0,094	0,004	0,017	0,117	0,016	0,454	101,201
а	4	41,531	51,265	7,693	0,001	0,014	0,002	0,017	0,004	0,009	0,119	0,016	0,456	101,127
а	5	41,520	51,247	7,672	0,000	0,003	0,002	0,024	0,003	0,005	0,118	0,016	0,456	101,065
а	6	41,538	51,368	7,491	0,001	0,015	0,006	0,003	0,003	0,027	0,114	0,017	0,460	101,042
б	1	41,568	51,396	7,594	0,001	0,003	0,037	0,013	0,004	0,007	0,119	0,017	0,455	101,213
з	1	41,609	51,465	7,511	0,002	0,004	0,007	0,041	0,004	0,019	0,117	0,015	0,456	101,250
з	2	41,524	51,351	7,733	0,001	0,019	0,003	0,022	0,004	0,054	0,124	0,017	0,457	101,309
з	3	41,478	51,515	7,447	0,000	0,006	0,004	0,008	0,003	0,010	0,116	0,016	0,460	101,061
з	4	41,468	51,472	7,511	0,002	0,008	0,003	0,036	0,003	0,012	0,117	0,016	0,458	101,106
з	5	41,513	51,538	7,256	0,001	0,004	0,002	0,016	0,003	0,033	0,113	0,016	0,456	100,950
з	6	41,485	51,479	7,572	0,001	0,004	0,004	0,003	0,003	0,006	0,120	0,017	0,454	101,146
з	7	41,665	51,737	7,218	0,001	0,004	0,003	0,030	0,003	0,065	0,113	0,015	0,457	101,310
з	8	41,506	51,139	7,772	0,001	0,006	0,005	0,021	0,004	0,010	0,122	0,017	0,454	101,056
з	9	41,486	51,315	7,710	0,000	0,003	0,003	0,003	0,004	0,009	0,118	0,016	0,455	101,123
з	10	41,485	51,194	7,750	0,001	0,003	0,003	0,043	0,003	0,005	0,121	0,017	0,453	101,077
з	11	41,518	51,390	7,548	0,001	0,007	0,003	0,017	0,003	0,017	0,118	0,016	0,460	101,097
з	12	41,513	51,467	7,448	0,001	0,006	0,004	0,011	0,003	0,008	0,115	0,015	0,465	101,055
з	13	41,709	51,358	7,646	0,001	0,012	0,005	0,047	0,003	0,013	0,119	0,017	0,454	101,382
з	14	41,641	51,257	7,485	0,002	0,029	0,007	0,085	0,004	0,011	0,117	0,016	0,462	101,116
з	15	41,534	51,235	7,749	0,001	0,003	0,003	0,014	0,003	0,009	0,120	0,017	0,454	101,140
з	16	41,628	51,486	7,479	0,001	0,002	0,003	0,007	0,003	0,001	0,115	0,015	0,458	101,196
з	17	41,593	51,639	7,192	0,000	0,002	0,006	0,002	0,003	0,025	0,113	0,014	0,442	101,029
з	18	41,499	51,338	7,520	0,001	0,005	0,004	0,020	0,002	0,004	0,120	0,016	0,455	100,982
з	19	41,465	51,369	7,584	0,000	0,003	0,004	0,005	0,002	0,008	0,122	0,017	0,453	101,032
з	20	41,569	51,578	7,327	0,000	0,009	0,007	0,003	0,004	0,006	0,116	0,015	0,443	101,076
з	21	41,456	51,298	7,680	0,002	0,012	0,004	0,009	0,003	0,010	0,119	0,016	0,451	101,057
з	22	41,407	51,281	7,787	0,000	0,002	0,002	0,007	0,003	0,002	0,121	0,017	0,453	101,081
з	23	41,518	51,431	7,622	0,001	0,005	0,008	0,019	0,002	0,015	0,118	0,017	0,456	101,212
з	24	41,416	51,339	7,571	0,000	0,002	0,003	0,015	0,003	0,006	0,118	0,018	0,456	100,946
з	25	41,449	51,197	7,722	0,001	0,008	0,006	0,083	0,003	0,011	0,120	0,018	0,454	101,071
з	26	41,295	51,245	7,719	0,000	0,005	0,003	0,034	0,003	0,023	0,120	0,015	0,454	100,918
з	27	41,417	51,439	7,399	0,001	0,029	0,003	0,030	0,002	0,011	0,116	0,016	0,456	100,919
з	28	41,395	51,094	7,872	0,000	0,005	0,003	0,115	0,004	0,015	0,121	0,017	0,451	101,094
з	29	41,321	51,112	7,664	0,001	0,007	0,009	0,025	0,003	0,005	0,121	0,017	0,453	100,737
з	30	41,470	51,346	7,519	0,001	0,002	0,005	0,003	0,003	0,003	0,119	0,015	0,457	100,942
з	31	41,454	51,504	7,261	0,000	0,002	0,003	0,010	0,002	0,003	0,113	0,016	0,454	100,821
з	32	41,491	51,260	7,639	0,000	0,004	0,003	0,016	0,002	0,010	0,120	0,016	0,454	101,015
з	33	41,481	51,379	7,466	0,000	0,006	0,009	0,023	0,003	0,008	0,116	0,015	0,456	100,962
и	1	39,940	51,941	8,118	0,000	0,003	0,024	0,011	0,004	0,004	0,122	0,016	0,442	100,622
и	2	41,493	51,446	7,646	0,002	0,007	0,015	0,028	0,004	0,012	0,118	0,016	0,460	101,246
и	3	41,454	51,295	7,777	0,001	0,003	0,012	0,014	0,003	0,006	0,121	0,017	0,459	101,161
и	4	41,459	51,295	7,686	0,001	0,003	0,015	0,009	0,003	0,004	0,118	0,016	0,455	101,062
и	5	41,619	51,621	7,402	0,001	0,002	0,011	0,009	0,003	0,004	0,116	0,014	0,459	101,260
и	6	41,559	51,474	7,720	0,001	0,004	0,015	0,007	0,003	0,009	0,120	0,016	0,455	101,381
и	7	41,585	51,445	7,611	0,000	0,004	0,014	0,017	0,003	0,005	0,116	0,016	0,458	101,273
и	8	41,539	51,475	7,662	0,000	0,011	0,003	0,013	0,003	0,016	0,119	0,016	0,457	101,313
и	9	41,484	51,335	7,705	0,000	0,004	0,003	0,029	0,003	0,006	0,120	0,016	0,457	101,162

Примечание. Пределы обнаружения те же, что и в таблице 2.

Отчетливую лагуну, которую легко интерпретировать, хорошо видно на карте (*l* на рис. 34 и) между обогащенными следами реберного роста. Лагуна здесь несколько отличается от

описанных выше в троктолите (**l** на рис. 20 ж) менее однозначных по своей природе. В рассматриваемом дуните лагуна, очевидно, образована в результате зарастания углубления в кристалле после скелетного этапа.

Обогащенные каймы наиболее хорошо видны на картах (**be** рис. 34 в, и), где они сопровождают почти все зерна. Их мощность составляет до 50-100 микрон, но она не постоянна, каймы могут выклиниваться. Обогащение поры, замещенной оливином, видно всего в одном случае (**pe** на рис. 34 и). Здесь, как и ранее, концентрация фосфора убывает по направлению от центра зерна к стыку между тремя кристаллами оливина.

Зональность по кальцию (рис. 34 г, е) носит в целом полигональный характер, а внутри полигонов тонко-пятнистый. Границы полигонов отмечают частично залеченные трещины в кристаллах. Пятнистость и полигональность носят вторичный характер и образована из-за выпадения из оливина фазы концентратора кальция – вероятнее всего, клинопироксена. Таким образом, зональность по кальцию самого оливина стерта. Наблюдаемая зональность по железу (рис. 6 д, ж) - обратная. В центре кристаллы более железистые и менее магниальные, а на краю содержание железа падает, а магния возрастает. Наименьшее количество железа в оливине наблюдается возле кристаллов шпинели, но это проявлено не всегда. Обычно в непосредственной близости шпинели скачкообразных изменений концентрации железа не происходит. Более отчетливо оливин вблизи шпинели обедняется Mn.

Зональность по Al, Cr, как и по кальцию, носит мелко-пятнистый характер и, вероятно, обусловлена наличием мельчайших включений шпинели, выпадающей совместно с пироксеном. По Si и Ni зональности нет, а Ti не анализировался.

Образец оливинового хромитита M20-170.7 из Мончеплутона отобран в керне скважины M20 ориентированным, плоскость шлифа вертикальна параллельно направлению керна, ориентировка на иллюстрации соблюдена. Вытянутое зерно, ориентированное субпараллельно расслоенности, содержит обогащенное фосфором вытянутое ядро (**s** на рис. 35 а). В других соседних зернах оливина, захваченных на краях карты, тоже угадываются черты скелетной зональности. Между зернами шпинели угадывается слабое обогащение оливина фосфором (**be** на рис. 35 а), которое, вероятно, может быть сопоставлено с обогащением границ, отмеченным в образце M20-233.4 (рис. 34 б, в, и) .

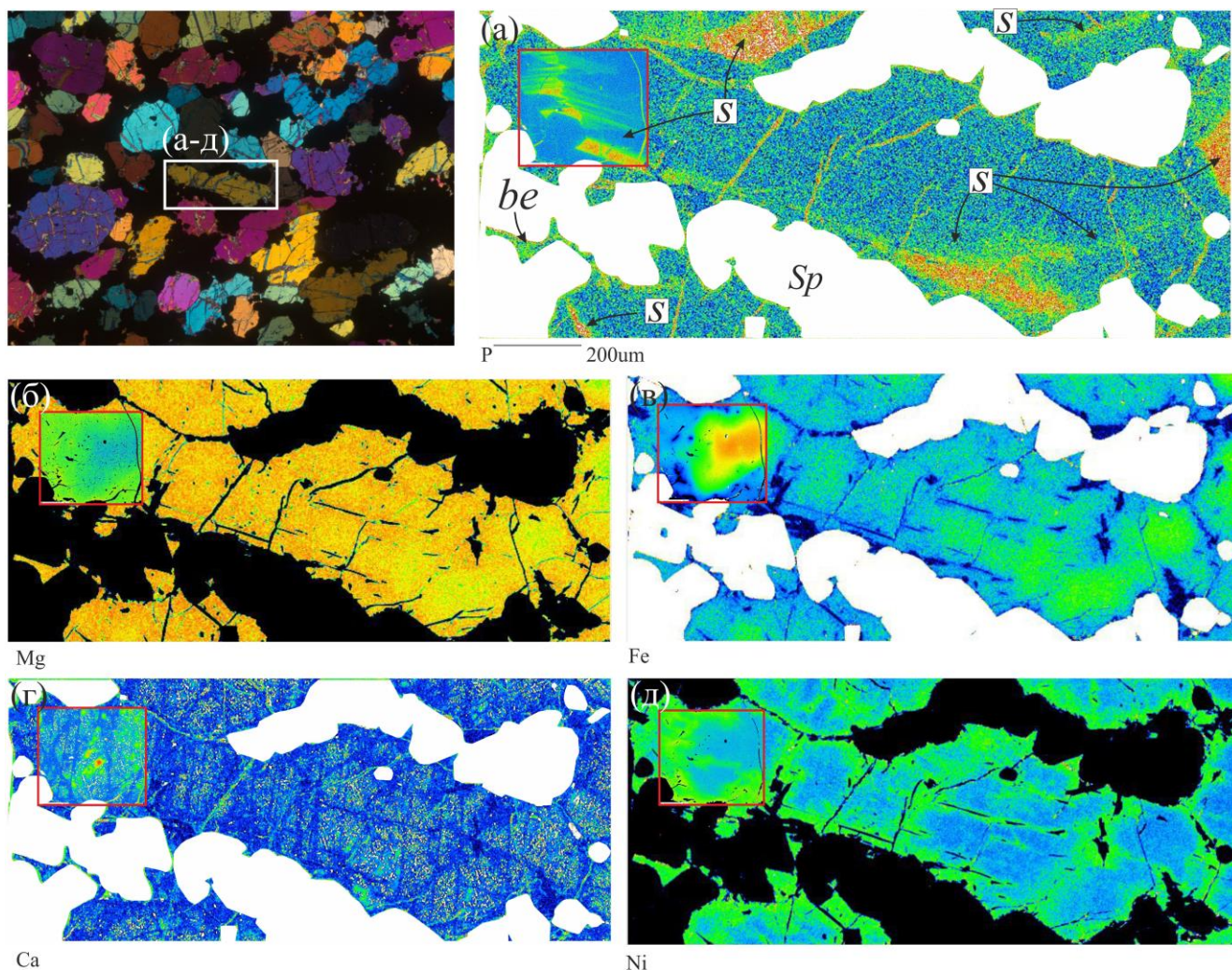


Рис. 35. Карты зонального распределения элементов в оливине из образца оливинового хромитита М20-170,7 (анализировался в ISTERge) из Дунитового блока Мончеплутона. На (а-д) в красных рамках помещены карты участка, снятого более детального. Чем насыщеннее цвет от синего к красному на изображениях (а, в-д) и от желтого к зеленому на (б), тем выше концентрации Р, Mg, Fe, Ca и Ni. Цветовые шкалы на врезках могут отличаться.

Сильная зональность отмечается по Fe и Mg (рис. 35 б, в). В целом, в центральных частях зерен содержание Fe повышено, а Mg понижено. Однако не везде толщина каймы, обогащенной Mg и обедненной Fe, одинакова. В некоторых местах ядерные части кристаллов оливина вплотную прилегают к шпинели. Зональность по никелю (рис. 35 д) в общем повторяет картину зональности по Fe и Mg. Бедные магнием ядерные участки одновременно обеднены никелем. Зональность по кальцию, как и в обр. М20-233.4, носит тонко-пятнистый полигональный характер.

Отчетливой зональности по Al и Ti не выявлено, за исключением наличия признаков однородно распределённых микровключений шпинели, что к зональности собственно оливина не относится. Cr не анализировался.

3.3.7. Оценка состава и температуры начальной магмы Дунитового блока, сравнение с М1

Геохимическая термометрия для пород, подстилающих рудный хромититовый горизонт, дает отличные от тела М1 траектории (рис. 36), которые тем не менее примерно пересекаются с ними в области, оцененной, как предполагаемый равновесный расплав тела М1. Для М20 равновесие соответствует оливину Fo₉₂ и порядка 24 мас. % MgO в расплаве (синяя линия оливинового контроля). Фиолетовая линия указывает на равновесие, где уже для всех составов на ликвидусе появился ортопироксен, и указывает на Fo_{91.5}. Для некоторых пород в шлифе наблюдается именно такое содержание форстерита в оливине, но все же в большинстве случаев оно превышает 92, что, в том числе, обусловлено вкладом хромита в переуравновешивание. Также, вероятно, что повышение магнезиальности пород по сравнению с начальной магмой может быть обусловлено процессом магматического метасоматоза в кристаллической каше, сопровождающего образование адкумулатов.

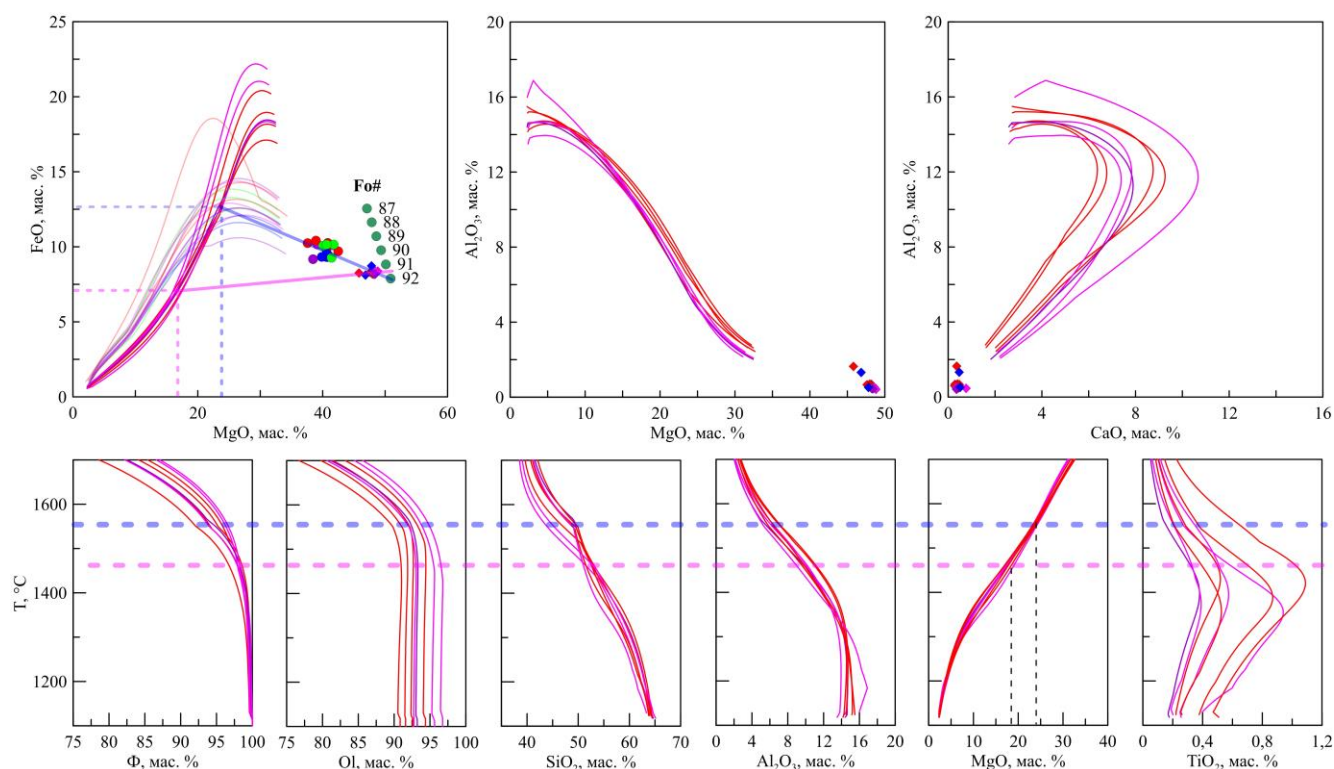


Рис. 36. Модельные траектории состава расплава при моделировании кристаллизации составов дунитов М20 скважины подстилающих рудный горизонт хромититов (melts 1.2.0, 4 кбар, QFM, 0 мас.% воды), раскрашенные соответственно типам CSD оливина. Составы пород даны в таблице П2-3.

3.3.8. Краткие выводы

Породы дунитового блока, вероятно, имеют тесную генетическую связь с породами тела М1. В них широко проявлен первоначальный этап скелетного роста оливина, что подтверждается зональностью фосфора в кристаллах. При этом породы имеют немного

более высокотемпературное равновесие закрытия системы кумулуса. Логлинейные распределения являются первичными, а логнормальные образуются за счет растворения части мелкого оливина и дорастания крупного. Процесс сопровождается выносом хромита из пород.

История образования хромититов включает в себя скелетный рост оливина, образование и развитие в разной степени специфического бимодального CSD хромита, которое в ходе процесса в целом смещается параллельно самому себе за счет образования мелкой популяции и дорастания крупной. Укрупнение хромита в мономинеральных участках происходит, вероятно, за счет растворения-дорастания.

3.4. ГОРА ТРАВЯНАЯ (СЕВЕРНЫЙ ФРАГМЕНТ МАССИВА НКТ)

Наибольший объем пород Мончегорского комплекса (горы Ниттис, Кумужья, Травяная - НКТ, гора Сопча) занимают не столь высокотемпературные дериваты, как рассмотрены выше. Ставя целью охарактеризовать оливиновые породы этой части массива только для сравнения с Дунитовым блоком и телом М1, было выбрано несколько образцов. С одной стороны это перидотиты из краевой зоны Мончеплутона (таблица 9), вскрытой примерно 100-метровой (по глубине) штольной в районе рудной залежи на г. Травяной (Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района...(ч. I), 2004). Отвалы этой штольни были опробованы и в работе представлены результаты для двух дунитов и двух гарцбургитов отсюда. С другой стороны, это образцы нескольких типов ксенолитов, которые будут описаны в отдельном разделе.

Таблица 9. Структурная информация для образцов из массива НКТ и г. Сопча.

Образец	Порода	Гора	CSD Ol	N	S
18MP03-2-2	Гарцбургит	Травяная	лог	305	420
18MP03-5	Гарцбургит	Травяная	лог	253	349
18MP04-1	Дунит	Травяная	лог	423	434
18MP04-5	Дунит	Травяная	лог	399	431
18MP13-5 (кс.)	Хромитит с Ol	Кумужья	лог	482	419
18MP13-7 (кс.)	Хромитит с Ol	Кумужья	лог	343	331
ГСН1хуз (кс.)	Гарцбургит пойкилитовый (к.з.)	Кумужья	лог	202	842
ГСН1хуз (кс.)	Гарцбургит пойкилитовый (м.з.)	Кумужья	лог	345	877
23MP04-1 (кс.)	Дунит	Сопча	бим	1114	458
23MP04-4 (кс.)	Дунит	Сопча	бим	763	353

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.

3.4.1. Петрография перидотитов горы Травяная

Изученные на предмет CSD образцы дунитов 18MP04-1, 18MP04-5 (рис. 37 а,б) и гарцбургитов 18MP03-2-2, 18MP03-5 (рис. 37 в) в целом петрографически сходны. Единственной кумулусной фазой в дунитах является оливин, в гарцбургитах к нему добавляется редкий Орх. Оливин дунитов часто идиоморфный, в гарцбургитах правильность граней может нарушаться, особенно вблизи ортопироксена. Кристаллы Орх в них вытянутые с $AR \sim 3$, часто образуют сростки по несколько штук, некоторые кристаллы слегка облекают оливин и выглядят переходными к ойкокристам. В интеркумулусе в дунитах преобладает плагиоклаз, но есть и Орх с Срх. В гарцбургитах набор сходный. Сульфиды обычны в виде небольших вкраплений в интеркумулусе, могут пропитывать кристаллы оливина по трещинкам. В образце 18MP03-5 есть участки с большим количеством сульфида, пропитывающего интерстиции между оливином и Орх. Шпинель редка, но встречается среди включений во всех минералах, при этом изучение на электронном микроскопе показывает, что почти все кристаллы претерпели распад, что, кстати, наблюдается и гарцбургитах с пироксенитами, подстилающих дунитовый блок в скважине М20. Появление идиоморфного оливина в гарцбургитах отчасти необычно, учитывая перитектический характер взаимоотношений оливина и ортопироксена, и может быть обязано прогреву магматической суспензии прямо перед аккумуляцией с подплавлением ортопироксена и докристаллизацией оливина.

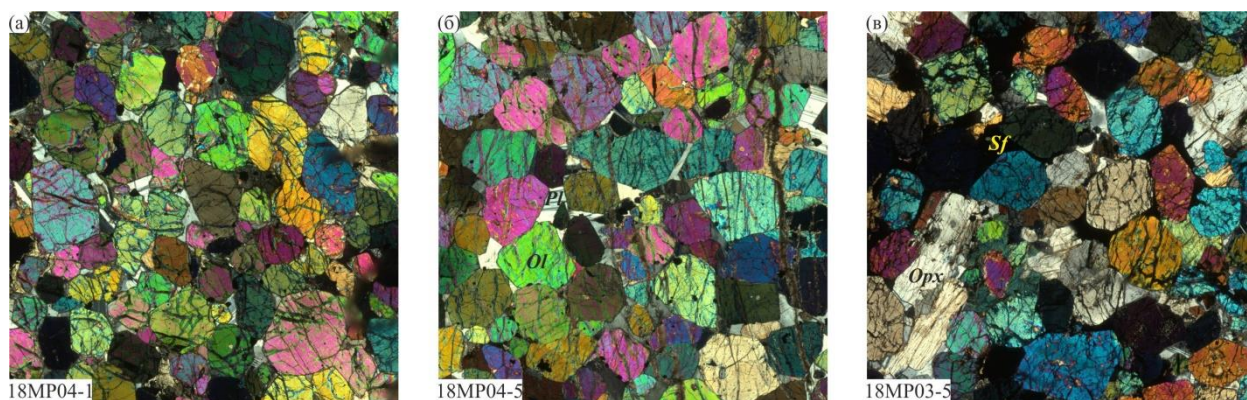


Рис. 37. Фотографии дунитов и гарцбургита из штольни г. Травяная в скрещенных николях. Размеры изображений 1х1 см.

3.4.2. CSD оливина дунитов и гарцбургитов

CSD оливина дунитов и гарцбургитов из штольни г. Травяная (таблица П1-6) имеет логнормальную форму (рис. 38 а). При этом оно хорошо совпадает внутри группы дунитов и внутри гарцбургитов. Для CSD в гарцбургитах заметно небольшое понижение плотности популяции в районе пика распределения, и почти неизменный наклон относительно дунитов в районе крупных кристаллов. Данное поведение granulometрии оливина, по-видимому,

является результатом протекания перитектической реакции, когда происходит преимущественное растворение мелких зерен оливина с небольшой ролью дорастания, которая будет объяснена ниже с опорой на фосфорную зональность.

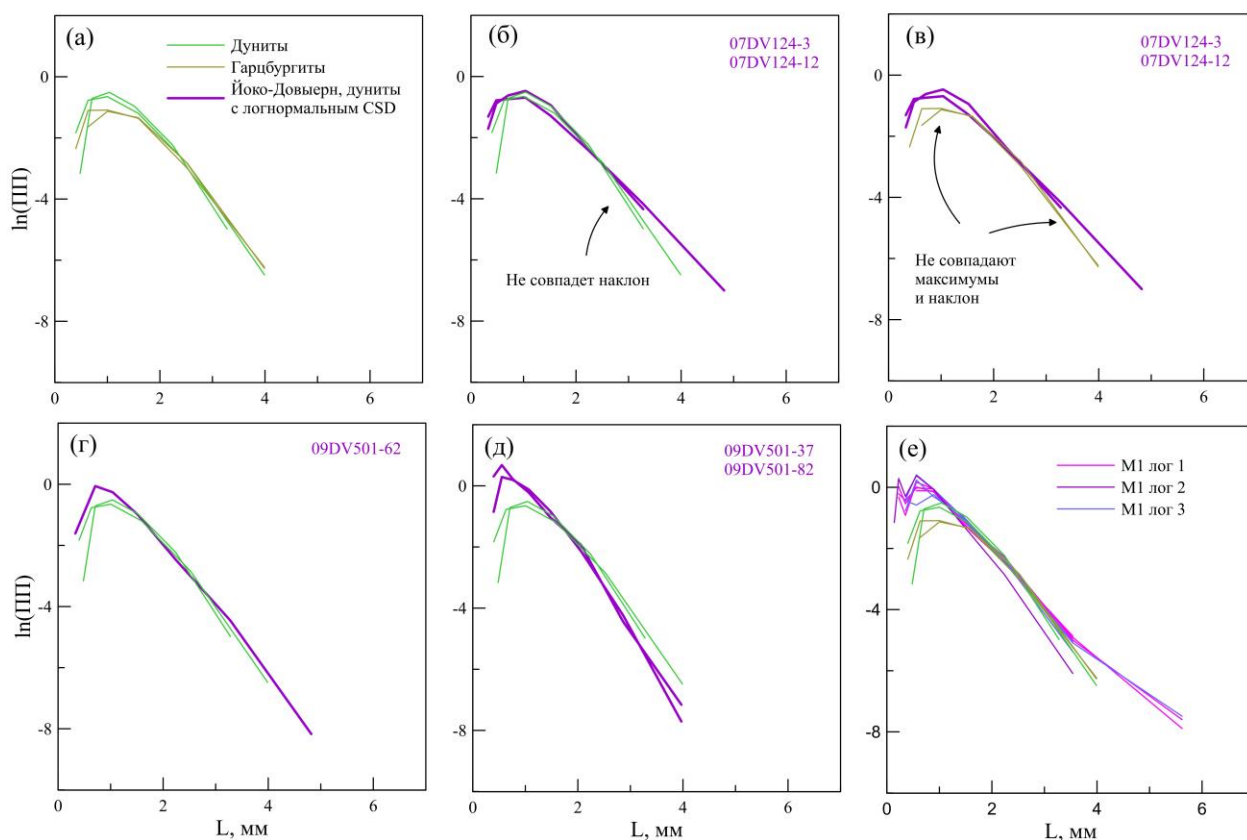


Рис. 38. CSD оливина гарцбургитов и дунитов из штольни горы Травяная в сравнении с дунитами Йоко-Довыренского массива с логнормальным CSD и породами тела M1. Значения функций и аргументов даны в таблицах П1-6, П1-1, П1-3.

Сравним распределения оливина с Травяной с логнормальными CSD из ранее описанных дунитов Йоко-Довырена и гарцбургитов скважины M1. Видно, что несмотря на визуальное петрографическое сходство пород, для распределений из пород с г. Травяной не удастся найти аналог в Довыренских образцах (рис. 38 б-д). В случае совпадения пика не совпадает наклон, при совпадении наклона сильно отличается положение пика.

Логнормальные распределения 1 и 3 типа из гарцбургитов скважины M1 довольно хорошо повторяют наклон и совпадают по форме с распределениями Травяной за исключением самых малых и больших зерен (рис. 38 е). Это может давать некоторый намек, что нельзя исключать получения оливина Травяной в качестве деривата магм, свойственных для M1.

3.4.3. Зональность оливина дунита

Для образца дунита 18MP04-1 снят участок, захватывающий края двух крупных и одном мелкое зерно (рис. 39 а-в). В первую очередь, в распределении фосфора хорошо видно обогащенную зону в стыке трех зерен (**ре** на рис. 39 а). При этом, в отличие от большинства

предыдущих случаев, обогащено всего одно зерно из трех, а градиент содержания имеет другое направление. Здесь концентрация фосфора повышается по направлению от центра зерна к стыку. В конечном счете, градиент имеет большое значение, но требует дополнительного изучения. Пока же можно сказать только об уверенном открытии в принципе обогащения пор, которое распространено, как оказалось, во всех кумулатах, где была предпринята попытка изучения зональности.

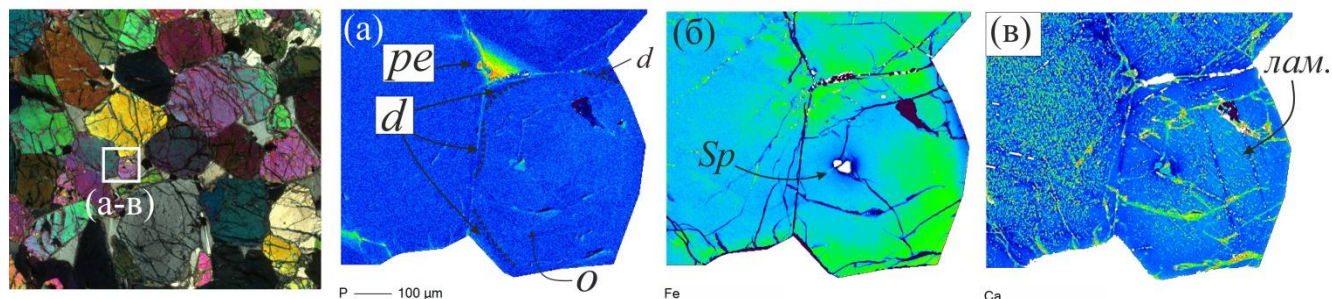


Рис. 39. Карты зонального распределения элементов в оливине из образца дунита 18MP04-1 (анализировался в ISTERre) с г. Травяная, принадлежащей к субмеридиональной ветви Мончеплутона. На (а) черным пунктиром обозначена «палеограница», дальше которой нарастает бедная фосфором кайма. Чем насыщеннее цвет от синего к красному на изображениях (а-в), тем выше концентрации P, Fe, Ca.

Угадывается слабая осциляторная зональность (*o* на рис. 39 а). Обращает внимание слабое обеднение фосфором на границе зерна (*d* на рис. 39 а). Эта ситуация сходна с описанной в образцах дунитов 09DV501-37 и 07DV124-12 (рис. 14 а, в). При этом в 09DV501-37 зональность видно куда ярче из-за сильно обогащенного фосфором ядра кристалла.

Несмотря на пятнистый характер, в зональном распределении кальция наблюдается плавный переход от обогащенного ядра к обедненной кайме (рис. 39 в). Такая же каемка обнаружена в распределении марганца. Зональность по железу (рис. 39 б) неровная, видно, что, в общем, край зерна более богат, а возле включения шпинели есть небольшая зона обеднения. Зональность по алюминию очень слабая. Зональность по Mg, Ti, Cr, Ni не анализировалась.

3.4.4. Оценка состава и температуры начальной магмы г. Травяная, сравнение со скв. M20 и M1

Результаты моделирования равновесной кристаллизации составов дунитов и гарцбургитов (таблица П2-4) из штольни г. Травяная даны на (рис. 40). Выход на ликвидус ортопироксена в ряде образцов происходит при температуре 1400-1450°C. Однако, учитывая, что в гарцбургитах присутствует идиоморфный ортопироксен, его появление нельзя считать маркером закрытия системы. Лучше воспользоваться линией оливинового контроля,

проходящей через основное скопление точек пород с г. Травяной. Она указывает на равновесие с оливином близким к Fo₈₆ при температуре примерно 1330°C, что отвечает 12 мас. % MgO в расплаве. В большинстве случаев при давлении 4 кбар на ликвидусе уже есть ортопироксен даже для составов дунитов. Нельзя сбрасывать со счетов завышение алгоритмом Melts температуры ликвидуса пироксенов (А.А. Арискин личное сообщение), особенно в условиях повышенного давления.

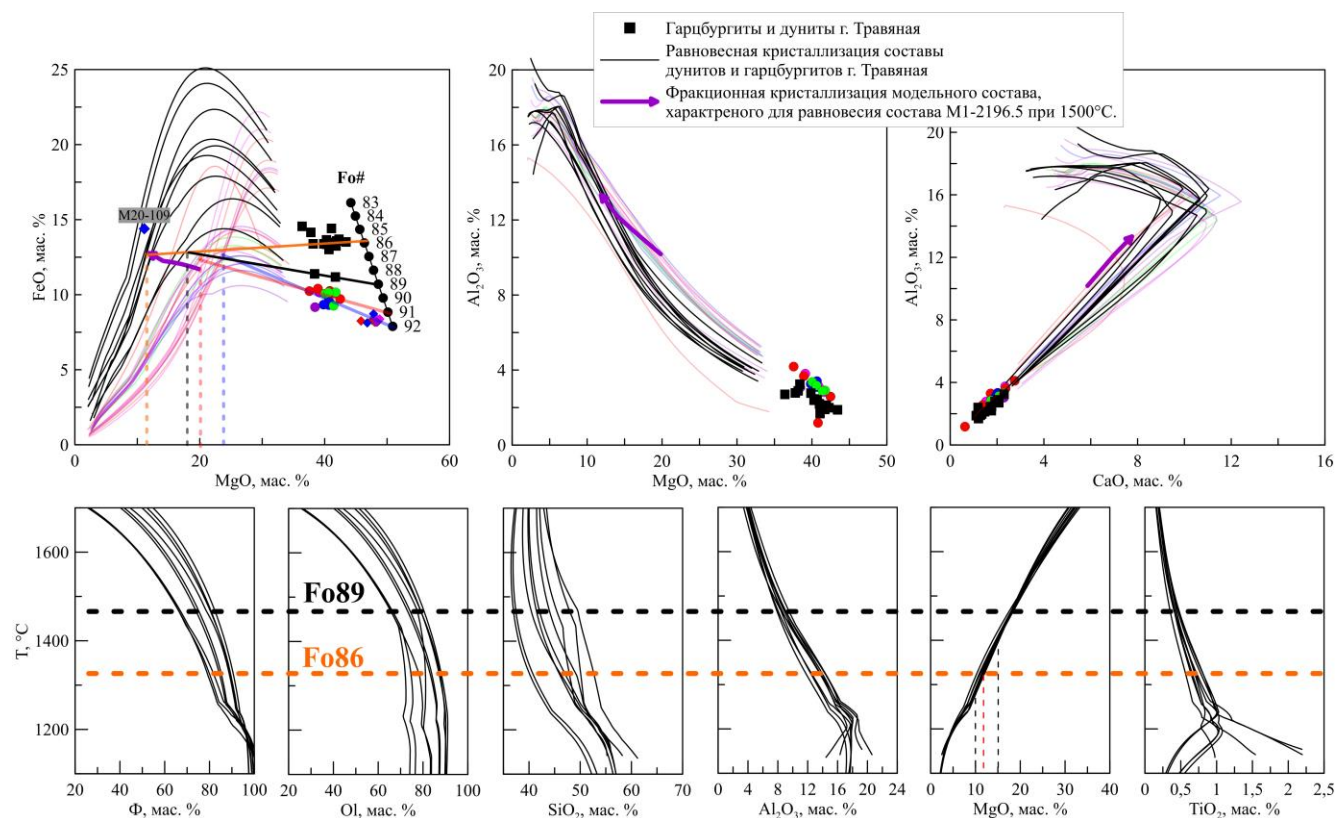


Рис. 40. Модельные траектории состава расплава при моделировании кристаллизации составов дунитов и гарцбургитов из отвалов штольни г. Травяная (melts 1.2.0, 4 кбар, QFM, 0 воды). M20-109 – образец дайки из скважины M20, вероятно, близок начальной магме, характерной для расслоенной серии г. Травяная. Смещение вверх по FeO обусловлено тем, что в валовых химических анализах не производилось деление на двух- и трехвалентное железо, все железо дано как FeO_{tot}. Среди черных квадратов помимо составов, полученных с участием автора (таблица П2-4), даны два определения (обр. 15TMAS-9, 15TMAS-5) из (Karykowski et al., 2018).

При этом присутствие в расслоенной последовательности Травяной и более высокотемпературной линии оливинового контроля (до Fo₈₉) намекает на гетерогенность питавших данную часть массива магм. Высокотемпературная порция отвечает равновесию с Fo₈₈₋₈₉ (черная линия оливинового контроля на рис. 40) при температуре 1400°C. Следуя результатам расчетов, это закрытие системы в самом начале появления ортопироксена на ликвидусе. Действительно, в этих породах есть небольшое, но заметное количество

идиоморфного Орх. Такой состав наиболее близок к начальной магме Мончеплутона, оцененной (Семенов и др., 2021) по краевым породам г. Сопча.

Прикидочное моделирование показывает, что вероятно, составы основной родительской магмы (F_{086}) для данной части интрузива можно получить фракционной кристаллизацией расплавов, оцененных для высокотемпературного (1500°C) равновесия пород М1 из пересечения их с траекториями для дунитового блока.

Перечисленные обстоятельства дают основания полагать, что образование магмы, давшей начало основным ветвям Мончеплутона, происходило в подводящей системе путем фракционирования, после чего, она поднималась в более высокий горизонт и заполняла камеру интрузива. При подъеме такой магмы, когда перитектическая реакция будет откатываться, ортопироксен станет растворяться, а оливин дорастать или оставаться почти индифферентным. Это согласуется со странным на первый взгляд обстоятельством, что часть оливина, даже в случае, если в породе присутствует идиоморфный ортопироксен, тоже оказывается ограниченной и, как будто, не имеет признаков растворения. Последние, однако, предполагаются в картине фосфорной зональности (**d** на рис. 39 а).

3.4.5. Краткие выводы

Оливиновые породы, изученные на г. Травяная, имеют логнормальное CSD, обусловленное перитектическим растворением. Распределение может быть получено в целом из более высокотемпературных популяций М1. О возможности получения магм г. Травяной в качестве дериватов более высокотемпературной родительской магмы М1 свидетельствует термодинамическое моделирование фракционной кристаллизации.

3.5. КСЕНОЛИТЫ ОЛИВИНОВЫХ ПОРОД СРЕДИ ОРТОПИРОКСЕНИТОВ

Второй тип образцов из массивов НКТ и Сопча – это различные ксенолиты оливиновых пород среди пироксенитов, которые подчеркивают тесную генетическую связь этих массивов с Дунитовым блоком. Ксенолиты, которые обнаружены на склонах гор массива НКТ и Сопча по гранулометрии, составу и набору минералов не совпадают полностью, но могут быть связаны с ультрамафитами ДБ. В частности, на себя обращает особое внимание проявление «нодулярных хромититов» на горе Кумужьей (Барков и др., 2015) ($\text{Mg\#}$ до 89) и крупный (до 15×35 метров в плане) ксенолит дунитов ($\text{Mg\#}$ до 95) на СВ горы Сопча (Рундквист и др., 2011). Ксенолиты, в том числе такие крупные, расположенные на удалении 3 км и более от контуров дунитового блока, ставят вопрос о механизме их транспортировки. Что касается более мелких ксенолитов дунитов и гарцбургитов, то они отмечены во многих местах описываемых частей массива, но, по всей видимости, тяготеют к области перехода от переслаивания пироксенитов и перидотитов к собственно пироксенитовой толще, однако

четкой стратиграфической привязки нет. Эти ксенолиты, как правило, мелкие, до нескольких см и представляют собой зачастую индивидуальные ойкокрисы ортопироксена, несущие оливин. Сведения об образцах собственно пород НКТ и Сопчи и ксенолитов из них суммированы в таблице 6.

3.5.1. Петрография ксенолитов гор Кумужья и Сопча

Ксенолит из пироксенитов г. Сопча является самым крупным из известных ксенолитов дунитов в массиве и представляет собой слабо выраженное в рельефе тело заметно более сыпучих ржавых пород на фоне более консолидированных пироксенитов. Он находится несколько ниже горизонта на г. Сопча, обогащенного мелкими ксенолитами ойкокрисов ортопироксена, содержащего хромит и оливин (рис. 21 б, в). Дуниты (рис. 41 а) по облику очень похожи на наиболее мелкозернистые разновидности, изученные в скважине М20 (рис. 28 а, б), и разве что содержат чуть больше ортопироксена, который включает в себя наиболее мелкий оливин, который приобретает в нем округлую форму. Визуально отмечается директивность текстуры, и сразу можно предполагать бимодальность гранулометрии, то есть наблюдаются отдельные крупные зерна на фоне более мелкозернистой матрицы, породы порфиоровидные. Хромит находится во включениях в оливине и в межзерновом пространстве, где он, как правило, более крупный.

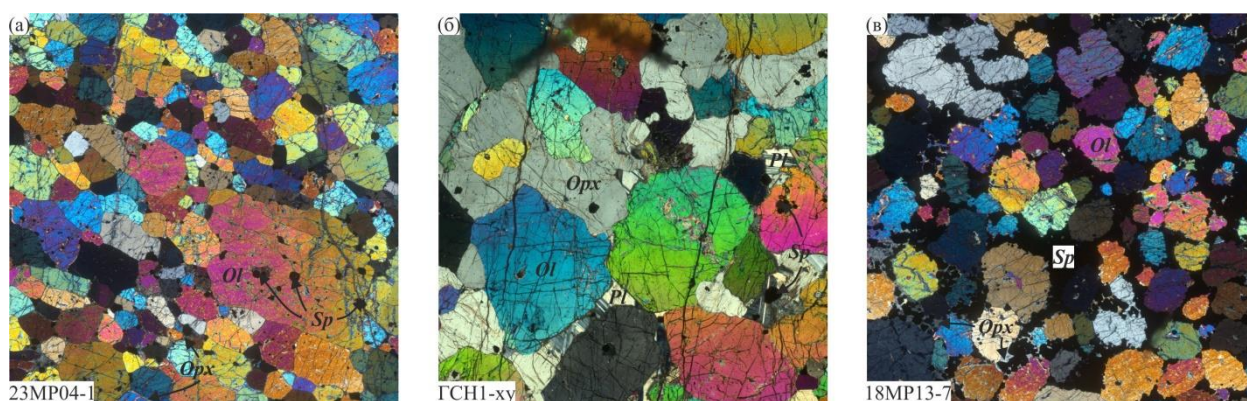


Рис. 41. Фотографии ксенолитов Мончеплутона в скрещенных николях. а. ксенолит (размер до 20 м) дунита на СВ г. Сопча; б. более крупнозернистый ксенолит пойкилитового гарцбургита (5-7 см) из образца с двумя тесно расположенными мелкими ксенолитами с г. Кумужья; в. ксенолит пойкилитового хромитоносного гарцбургита (менее 1 м) на г. Кумужья. Размеры изображений 1х1 см.

Два ксенолита гарцбургитов (по 4-5 см размером) из пироксенитов г. Кумужья взяты из одного образца и несколько отличаются по зернистости. Один из них относительно более крупнозернистый (рис. 41 б), другой чуть менее. В остальном они похожи, оба представляют собой крупные ойкокрисы ортопироксена, содержащие тесно расположенный частично резорбированный оливин, небольшое количество плагиоклаза и хромита.

Хромититы (рис. 41 в) из ксенолита г. Кумужья фактически являются гарцбургитами, сильно обогащенными хромитом. Ортопироксен в этих породах представляет собой крупные, до нескольких см, ойкокрисы так плотно расположенные, что при выветривании породы принимают теснобугорчатый облик. Эти бугорки иногда условно называют нодулями. Внутри ойкокрисов, оливин часто полностью растворен и его первичные контуры видны по сетчатому расположению шпинели внутри ортопироксена. На (рис. 41 в) не приводится такой участок, так как для изучения гранулометрии оливина были выпилены образцы из пространства между ойкокрисами, чтобы изучить максимально сохранные кристаллы.

3.5.2. CSD оливина ксенолитов дунитов и гарцбургитов

Оба мелких ксенолита пойкилитовых гарцбургитов г. Кумужья имеют логнормальное CSD (таблица П1-6, рис. 42 а). Более крупнозернистый из них неплохо совпадает по наклону и форме распределения с крупнозернистым логнормальным (лог2) дунитом (обр. М20-233.3) из Дунитового блока и крупнозернистым (бим2) гарцбургитом (обр. М1-2102,5) из ультраосновного тела М1 (рис. 42 в). Мелкозернистый ксенолит ближе по наклону и форме CSD к логнормальным (лог1) дунитам М20 (рис. 42 г). Очевидно, распределения лежат ниже, чем таковые для ДБ в силу наложенной в последнем компакций, в то время как в ксенолитах оливин разрежен. В обоих случаях отличия касаются мелких кристаллов, которые, видимо, преимущественно растворяются при перитектическом росте ойкокрисов. Примечательно, что для больших кристаллов изменения незначительны, что дает возможность для использования распределения в ксенолитах для выяснения их истории до образования ойкокрисов Орх.

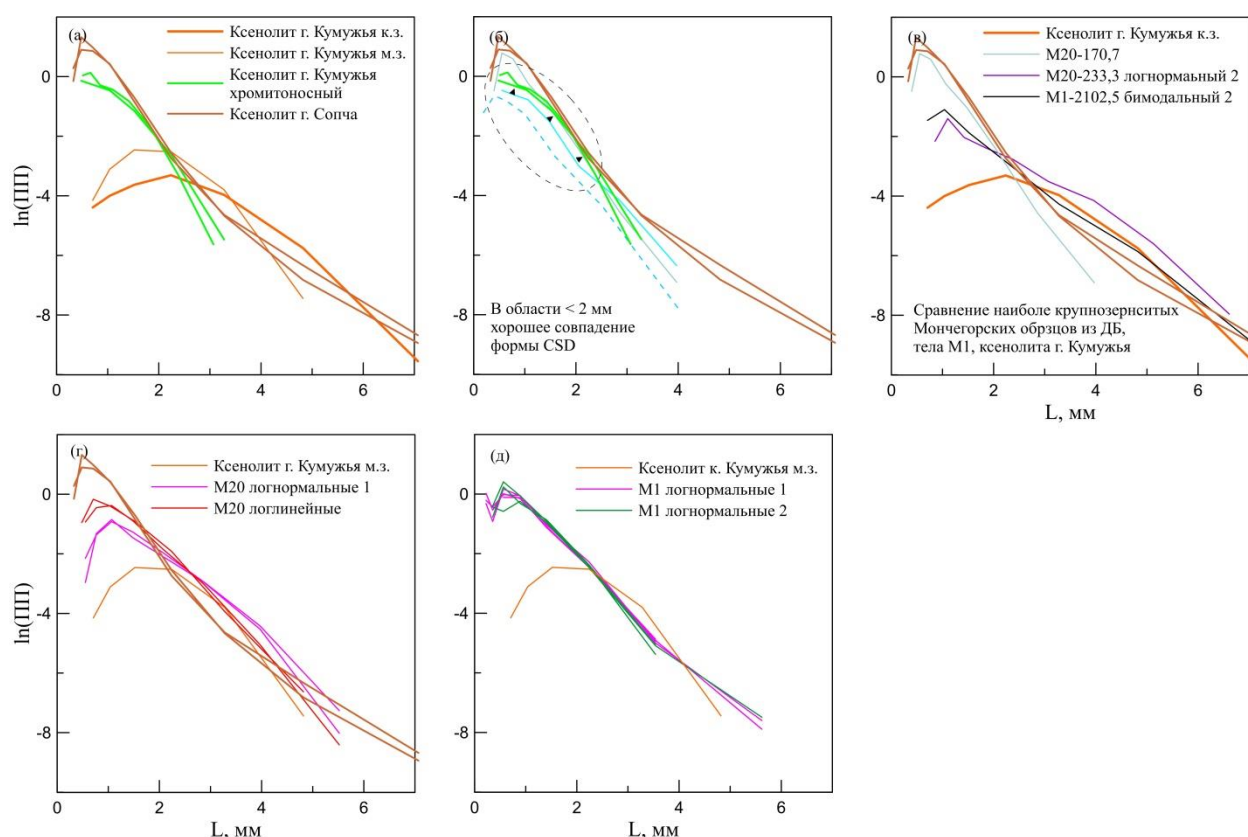


Рис. 42. CSD оливина ксенолитов гор Кумужья и Сопча в сравнении с другими породами массива. Значения функций и аргументов даны в таблицах П1-6, П1-3, П1-4.

Ксенолит с г. Кумужья, обогащенный хромитом, имеет CSD оливина (таблица П1-6) логнормальной формы (рис. 42 а) без перегиба (экстремума), которое чрезвычайно близко по форме к рассеянному среди хромита оливину из рудного интервала М20 (образцы М20-164.5, М20-169.5 без каймы) (голубые линии на рис. 42 б). Однако оливин из хромититов Дунитового блока имеет дополнительный «хвост» в области крупных кристаллов. В целом же оливин в ксенолите просто более плотно расположен, но, видимо, имеет сходную историю кристаллизации, что и перечисленные аналоги из М20. Можно подчеркнуть, что образование ойкокрстов Орх в рассмотренном ксенолите слабо влияет на CSD оливина, который в них не захвачен. Отличие пород, вероятно, обусловлено разной последующей историей компакций, когда в одном случае ортопироксен практически не успел кристаллизоваться, а в другом он образовал ойкокрсты (в ксенолите). Возможность транспортировки фрагментов кристаллической каши или закристаллизованных пород в качестве ксенолитов и наличие ойкокрстов может быть взаимосвязано. Так, если наименьшая скорость компакций обусловлена наименьшей мощностью кумулуса, это может быть наиболее ослабленной зоной магматической камеры, где наиболее вероятно внедрение магм из нижележащих горизонтов и захват ксенолитов.

Ксенолит г. Сопча стоит особняком в силу своего размера. Не смотря на близкий к дунитам Дунитового блока петрографический портрет, CSD оливина (таблица П1-6)

отчетливо бимодальное (рис. 42 а). Его крупнозернистая популяция близка по наклону к самым крупнозернистым образцам из М1, М20 и крупнозернистому ойококристовому ксенолиту г. Кумужьей (рис. 42 в). При этом мелкозернистая популяция почти идеально повторяет наклон самого крутого CSD оливина, рассеянного среди хромита в рудном горизонте (обр. М20-170,7). Также распределение из ксенолита имеет определенное сходство по форме и диапазону размеров с бимодальными распределениями из лерцолитов массива Джиньчуань (Mao et al., 2018) и гаризитов из массива Рам (O'Driscoll et al. 2007).

3.5.3. Краткие выводы

Ксенолиты дунитов г. Сопча и гарцбургитов г. Кумужья имеют тесную связь истории кристаллизации оливина с наиболее высокотемпературными и высокотемпературными и крупнозернистыми породами тела М1 и Дунитового блока. Ксенолит хромититов г. Кумужья имеет сходную историю кристаллизации оливина с оливином из хромититов Дунитового блока.

Глава 4. Ловозерский расслоенный массив

4.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Ловозерский комплекс возрастом около 380 млн. лет является уникальным в мировом масштабе щелочным агпаитовым расслоенным массивом (Арзамасцев, 1994). Он имеет строение в виде воронки со средним диаметром 27 км (рис. 43). Расслоенность падает к ее центру под углами порядка 10-20° и более (рис. 43 г). В массиве выделяется несколько интрузивных фаз или комплекс-плутонов, секущих последовательно друг друга (Буссен, Сахаров, 1972). Третий расслоенный комплекс-плутон (согласно классификации Буссен и Сахарова) составляет около 80% объема всего массива. Его также называют дифференцированный комплекс. Данная фаза состоит из ритмичных пачек, мощность которых варьирует от первых метров до десятков метров (колонка на рис. 44). В разрез «эталонной» пачки (Арзамасцев, 1994) снизу вверх входят уртиты, более чем на 80% состоящие из нефелина (+ Kfs, Aeg, Arf, Lор), фойяиты, где нарастает доля лейст калиевого полевого шпата, и луявриты, где доля эгирина доходит до 40-50%, а нефелин занимает подчиненную позицию.

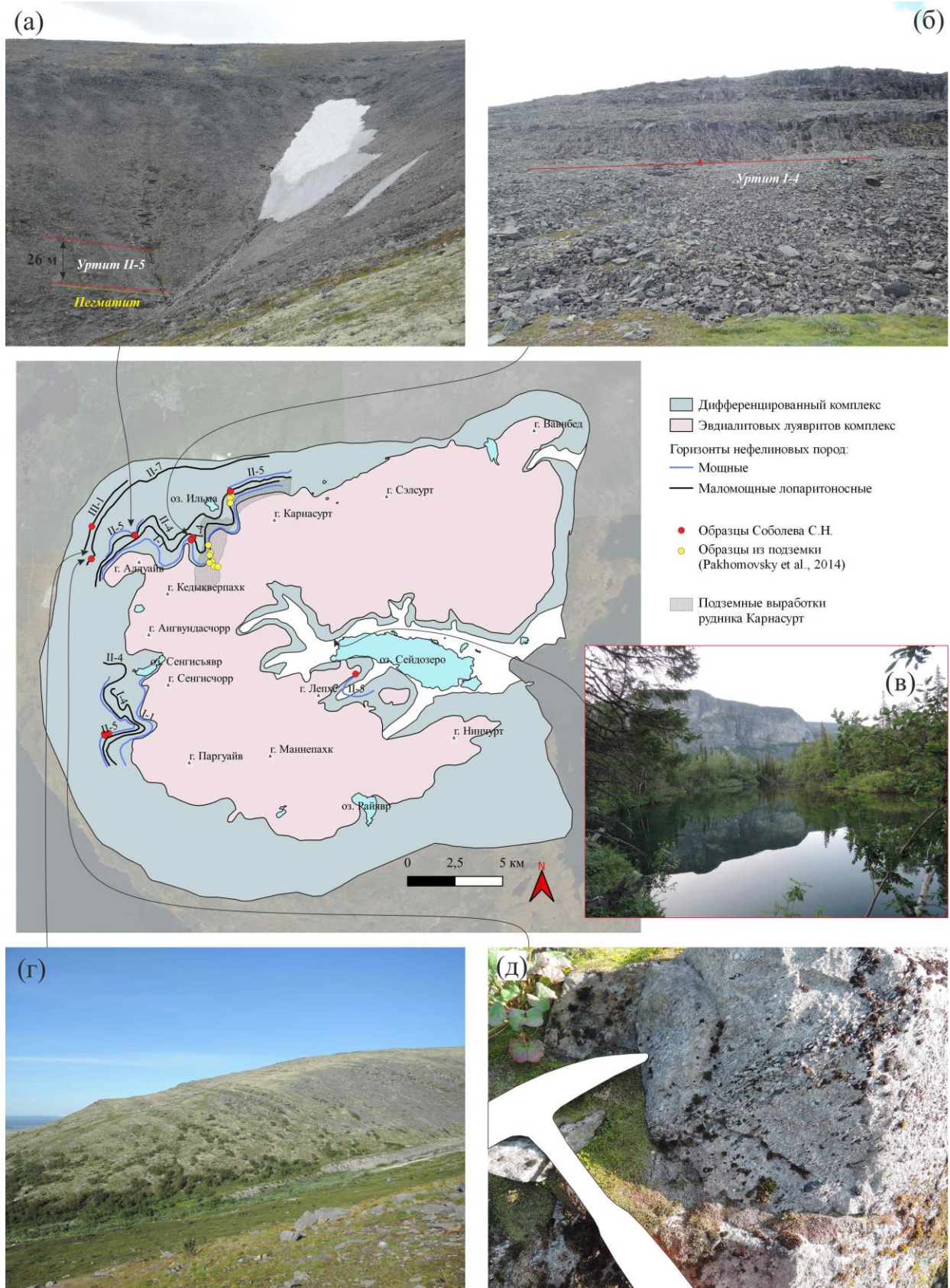


Рис. 43. Упрощенная геологическая схема Ловозерского массива по (Буссен, Сахаров, 1972) с дополнениями. Комплекс неравномернозернистых и пойкилитовых сиенитов не показан. Точками отмечены пункты опробования горизонтов нефелиновых пород, рассматриваемых в работе.

Задействованные в работе образцы (рис. 43, табл. 11) отобраны в нефелиновых горизонтах I-1, I-4, II-4, II-5, II-7. Общая характеристика горизонтов дана в таблице 10. Все они относятся к верхней части дифференцированного комплекса (Герасимовский и др., 1966), которая обнажается на склонах Ловозерской тундры и доступна для полевого опробования. В частности, образцы пачек I-1, I-4 отобраны в обрывистом склоне отрога г. Кедыкверпакх, разделяющего первый и второй цирки Раслака (рис. 43 б). Пачка II-4 опробована в «Малиньитовом» карьере, протянутом вдоль рудного горизонта на северном склоне г. Карнасурт. Для нее также задействованы образцы, любезно предоставленные для анализа Михайловой Ю.А., отобранные в подземных выработках рудника Карнасурт. Положения их в выработке даны в (Pakhomovsky et al., 2014). Данные разметки лопарита для образцов, описанных в этой работе, также были предоставлены для анализа. CSD для наиболее богатых из них приводятся в настоящей работе, они, однако, не включены в таблицу 10, где отмечены только образцы, разметка для которых выполнена автором диссертации. Горизонт II-5, самый мощный из всех, опробован на ССЗ склоне г. Аллуйв из коренных обнажений в русле ручья (рис. 43 а). Также несколько образцов уртитов из II-5 взяты на 3 склоне массива на г. Паргуайв и один образец взят на склоне г. Лепхе в центральной части массива, все в близкоренных осыпях. Они не проанализированы количественно, а даны для более широкого петрографического портрета наиболее мощной и примечательной пачки уртитов II-5. Пачка II-7, где получены 3 CSD лопарита, опробована на склоне долины ручья на западном склоне г. Аллуйв (рис. 43 д).

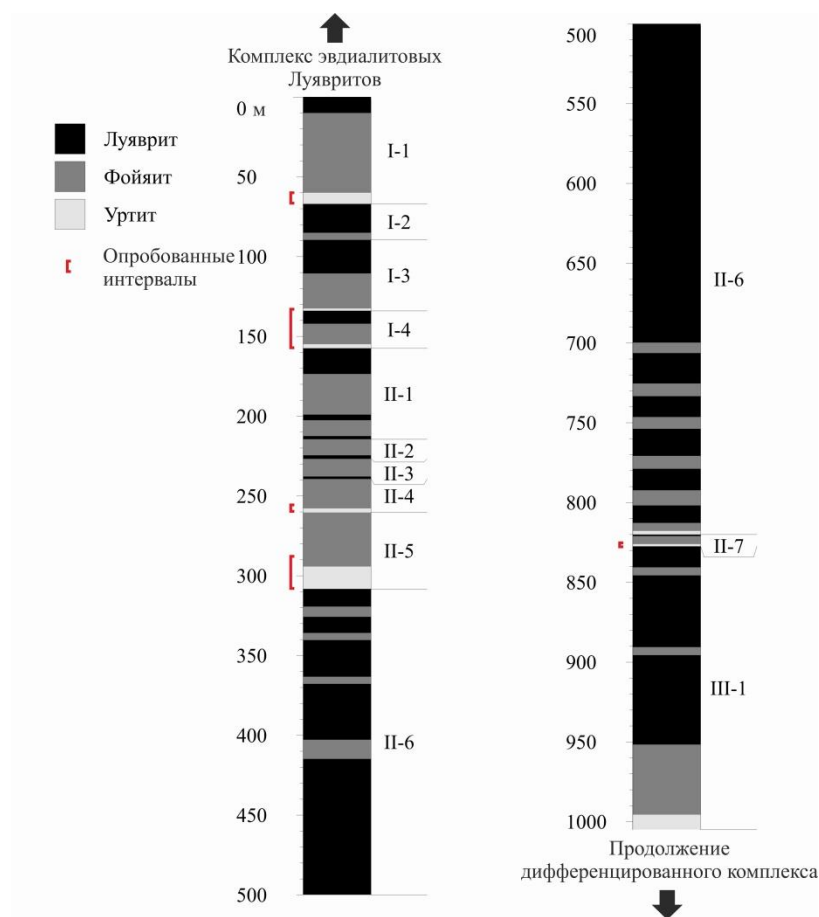


Рис. 44. Разрез верхней части дифференцированного комплекса Ловозерского плутона, где мощности и номера пачек (I-1,...) даны согласно (Герасимовский и др., 1966). Литология приведена упрощенно, в частности, особенности нефелиновых горизонтов не отмечаются, они обобщенно называются уртиты.

Таблица. 10. Общая информация о горизонтах нефелиновых пород, зональности изученных минералов и преимущественной структурной позиции эгирина.

Горизонт	Мощность неф. пород, м	CSD получено ✓			Зональность			Включения в лопарите + есть, - нет	Позиция эгирина
		Nph	Lop	Ap	Nph	Lop	Ap		
I-1	7	✓			+	+		+	мз, ойко
I-4	3	✓	✓		+	+		+	мз
II-4	>2	✓	✓		+	+		-	ойко
II-5	22*	✓		✓	+		+		ойко
II-7	>1		✓		+	+	+	-	ойко

* сделана поправка мощности с учетом падения слоя, в остальных случаях указана вертикальная мощность в обнажении.

Таблица 11. Образцы, изученные в Ловозерском массиве: наименование пород, принадлежность к горизонту, высота в локальном разрезе h и структурные данные для нефелина, лопарита и апатита.

Образец	Порода	Слой	h, м	CSD Ne	CSD Lop	CSD Ap	N Ne	N Lop	N Ap	S Ne	S Lop	S Ap
22LV106	уртит	I-1	0,2	лин			1005			314		
22LV107	уртит	I-1	0,8	бим			1162			174		
22LV108	уртит	I-1	4,0	лин			1198			344		
22LV109	уртит	I-1	5,1	лин			1282			291		
TTL11-2y	уртит (Lop)	I-4	0,4	лин	лог		576	866		471	471	
TTL11-3	уртит (Lop)	I-4	0,5	бим	лог		1150	158		455	455	
TTL11-5	уртит	I-4	0,9	бим			914			375		
TTL11-6	уртит	I-4	1,5	бим			727			347		
TTL11-8	уртит с Kfs	I-4	3,1	лин			819			415		
22LV141	малиньит (Lop)	II-4	0,1	лин			505			286		
ЛВХП-1 в эгирине	м-у	II-4	0,1	слабо бим			528			215		
ЛВХП-1 осн масса	м-у	II-4		бим			464			215		
ЛВХП-1 все	м-у	II-4		бим			992			431		
22LV142	уртит	II-4	0,2	бим			671			363		
ЛВIV1-3	м-у	II-4	0,2	лин			723			417		
ЛВIV1-4	уртит	II-4	0,4	лин			553			387		
ЛВIV1-2	малиньит (Lop)	II-4	0,5	лин			572			388		
22LV126	уртит (Ap)	II-5	6,8	бим		лин	1712		4728	338		696
22LV127	уртит (Ap)	II-5	10,8	бим		лин	1027		1980	235		689
22LV128	уртит (Ap)	II-5	13,6	бим		лин	2012		2579	293		709
22LV129	уртит (Ap)	II-5	21,6	бим		лин	1448		2189	247		586
22LV133	уртит с Kfs	II-7	осыпь		бим			229			543	
22LV134	у-ф	II-7	0		бим			1199			715	
22LV136	у-ф	II-7	0,35		лог			304			631	

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. м-у – малиньит переходный к урриту, у-ф – уррит переходный к фоййиту или их тонкое переслаивание в образце.

На общем разрезе верхней части расслоенного комплекса, данного в (Герасимовский и др., 1966), опробованные горизонты выделены красным (рис. 44). Видно, что задействованы практически все значимые слои с доминированием нефелина в породе за исключением I-3 и II-6. Последние обладают небольшой мощностью. Разрез на рисунке 44 взят из (Герасимовский и др., 1966), где он построен для ЮЗ части массива. Учитывая, что горизонты щелочных пород массива изменяют мощность по латерали, могут ограниченно ветвиться, разрез не является универсальным. Поэтому точная привязка образцов

отобранных в коренных выходах по высоте осуществлялась не к общему разрезу, а к основанию каждого нефелинового горизонта, в частности, к контакту нефелиновых пород и луавритов для горизонта I-1, II-7, пегматитовому горизонту для пачек I-4, II-5 и основанию рудного горизонта для пачки II-4.

4.2 НЕФЕЛИНОВЫЕ ПОРОДЫ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА ЛОВОЗЕРСКОГО ИНТРУЗИВА

4.2.1 Петрография нефелиновых пород

Описание каждого горизонта приводится кратко с упором на породообразующие минералы, не останавливаясь на особенностях акцессорной минералогии, в которой автор не является специалистом. Нефелиновые породы относительно слабо изменены в гидротермальную фазу, доля нефелина в них составляет визуально 80 и более об. %. Для нефелина характерна форма простой гексагональной призмы, уплощенной вдоль пинакоида. Примерное отношение сторон 1:1.5:1.5.

Горизонт I-1 (рис. 45 а-в) имеет мощность 7 м и сложен мелко-среднезернистыми уртитамы с небольшим количеством лопарита, где заметны редкие включения. Отмечаются пойкилитовые кристаллы эгирина, мурманита, калиевого полевого шпата и содалита. Они имеют размер до 1 см и более и обуславливают макроскопическую неоднородность породы, что сильно затрудняет выбор участка для анализа CSD и вносит известную погрешность, так как гранулометрия внутри ойкокрстов и в области плотно расположенного нефелина может отличаться. К тому же внутри пойкилокрстов полевого шпата (претерпевшего распад) нефелин сильно резорбирован и имеет сильно шероховатые границы (рис. 45 б). Горизонт пересечен тонкими, до нескольких мм, жилами натролита, часто он начинает развиваться по контактам зерен нефелина. Нефелин в части образцов весь насыщен включениями иголок эгирина (в целом параллельно пинакоиду), а в других случаях составляет две популяции: (1) насыщенные включениями обычно более крупные кристаллы и (2) средних и мелких размеров кристаллы без включений эгирина визуальны однородные или с небольшой более светлой в проходящем свете каймой.

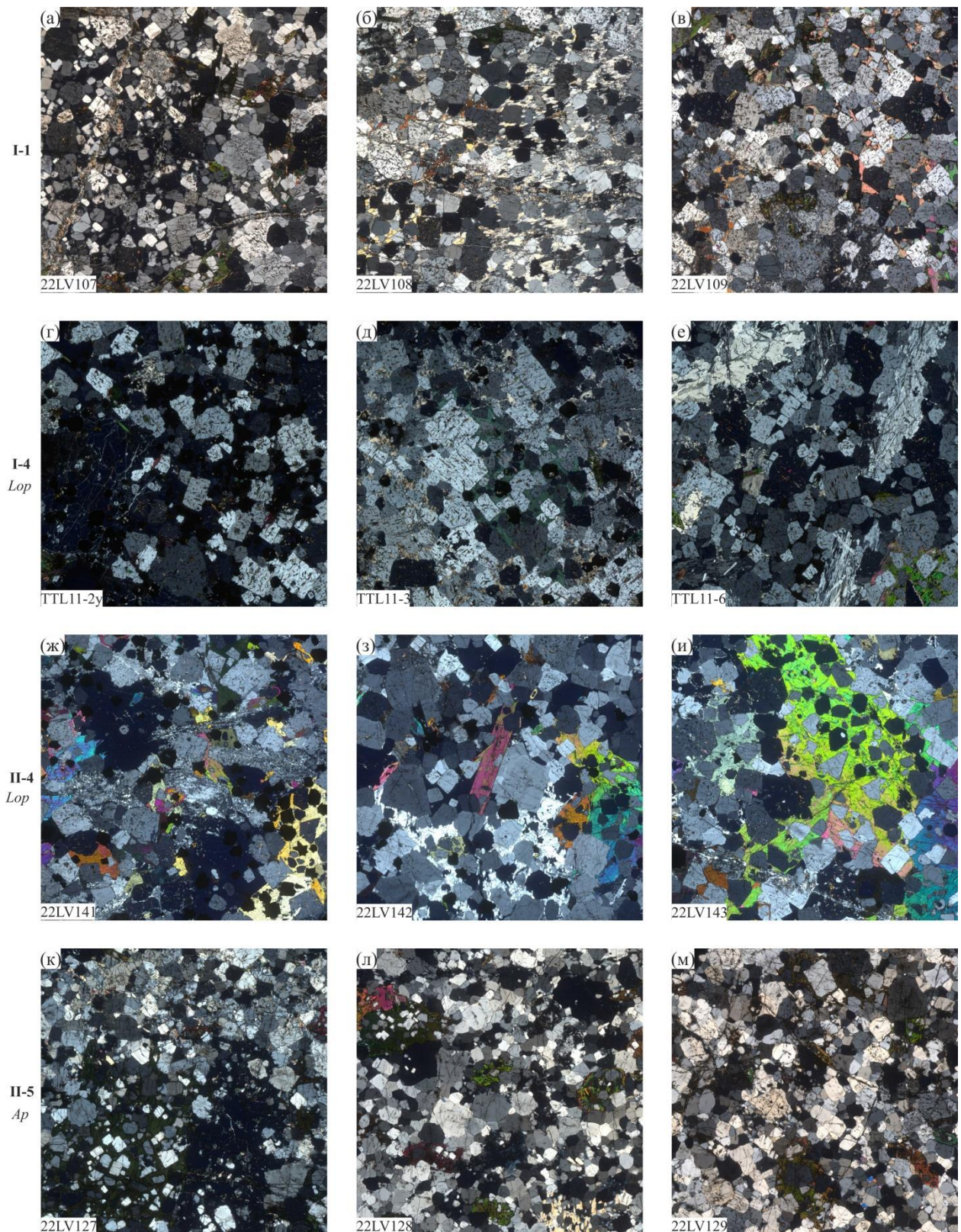


Рис. 45. Фотографии изученных уртитов Ловозерского плутона в скрепленных николях. Слева даны пояснения к какому горизонту относится ряд фотографий и какой акцессорный рудный минерал содержится в нем в значимом количестве. Размеры изображений 1х1 см.

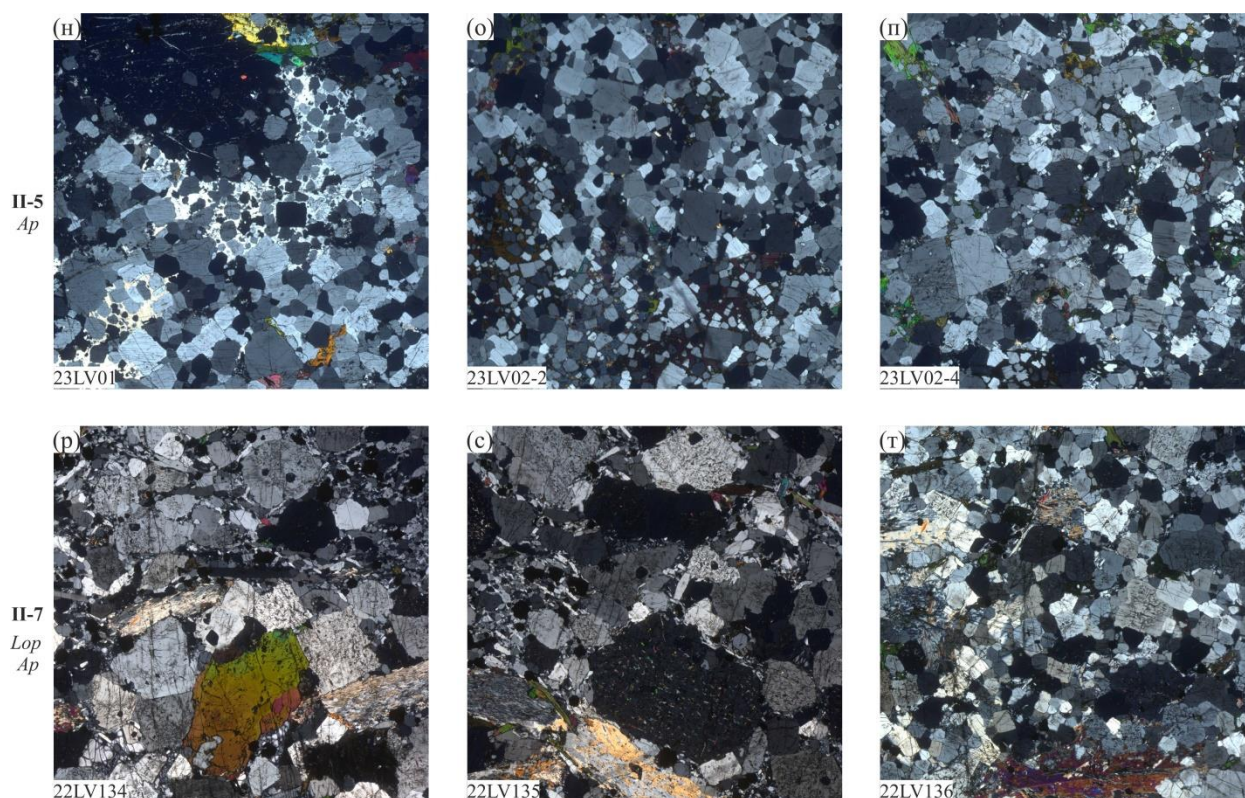


Рис. 45. Продолжение. Фото горизонта II-5 относятся к образцам из высыпок, в частности н. в районе Сейдозера на склоне г. Лепхе, о,п - на склоне г. Паргуайв.

Горизонт I-4 (рис. 45 г-е), с которого автором было начато систематическое изучение Ловозерских пород, опробован полностью. Уртиты горизонта имеют мощность около 3 м, содержат лопарит в наибольшем количестве в нижней части слоя. Данный горизонт относится к рудным и в настоящее время отрабатывается на Ловозерском ГОКе (рудник Карнасурт). Максимальная доля лопарита визуально составляет 10-15%. Он имеет обычный облик двойниковых кристаллов, содержит много включений и заливов, иногда в шлифе представляет собой полые рубашки. Отмечаются эгирин, форму которого можно назвать пойкилитовыми скоплениями радиально лучистых агрегатов, интерстициальный содалит, редкий эвдиалит, пойкилитовый содалит. Часть пород довольно сильно проработана натролитом. Породы микроскопически относительно однородны. Весь нефелин насыщен включениями эгирина.

Горизонт II-4 (рис. 45 ж-и) наиболее богат лопаритом, здесь породы называют лопаритовыми малиньитами. Лопарит включения и заливов имеет редко. В малиньитах действительно больше доля темноцветных минералов, чем в других горизонтах, в том числе вытянутого до 2-3 см пойкилитового эгирина, ярко проявленного в макроскопическом облике. Пойкилитовый содалит тоже обычен. Породы тоже макроскопически неоднородны, как и в горизонте I-1. Крупные кристаллы нефелина по всему объему или вдоль оси а бывают насыщены включениями иголок эгирина и фазы с низкой интерференционной окраской.

Включения эгирина здесь обычно поменьше, чем в описанных выше слоях. От средних до мелких размеров нефелин без включений, с отчетливой более светлой каймой.

Горизонт II-5 (рис. 45 к-м) в своем основании содержит согласный расслоенности пегматит мощностью до 2.7 м, за ним следует около 3 м фойяитов, которые сменяются уртитам. Уртиты составляют около 22 м и, как и в других горизонтах, плавно переходят к фойяитам выше по разрезу. Отличительной чертой горизонта является гораздо более мелкозернистый облик нефелина. Крупные кристаллы с включениями эгирина реки, при этом они чаще всего имеют рубашку без включений, как в горизонтах I-1 и II-4. Между нефелином рассеян мелкозернистый апатит. Пойкилитовые кристаллы эгирина и содалита тоже обычно более мелкие до 5 мм. Пойкилитовый Kfs в то же время остается достаточно большим до 1 см и более. Отчетливо видно, что они захватывают преимущественно мелкий нефелин. Породы макроскопически в образце и по разрезу однородны, что будет отражено в сходстве полученных CSD. Образцы с г. Лепхе (рис. 45 н) и г. Паргуайв (рис. 45 о, п) близки по петрографическому облику к образцам с г. Аллуайв, для которых получены CSD, что говорит о выдержанности петрографии пачки в разных частях массива.

Горизонт II-7 (рис. 45 р-т), который удалось опробовать на склоне г. Аллуайв, неоднороден (рис. 43 д). Обнажения, покрывающие весь разрез уртитов, не обнаружены, что затрудняет изучение. Он, однако, важен, так как содержит совместно лопарит и мелкозернистый часто сильно вытянутый апатит. Последний, в количестве сильно большем, чем в горизонте II-5. Горизонт содержит, с одной стороны, мелкозернистые уртиты переходные к фойяитам (рис. 45 т), очень похожие на II-5. Здесь доля апатита небольшая, и сравнима с горизонтом II-5. С другой стороны с ними в масштабе около 10 см плотно переслаиваются участки с гораздо более крупным нефелином (рис. 45 р,с). Здесь больше доля уплощенного калиевого полевого шпата и гораздо больше мелкозернистого апатита, который уже не ютится между зерен нефелина, а образует массу. Доля лопарита здесь тоже повышена. Включений он не содержит, за исключением апатита, что видно на (рис. 55 л ниже в разделе 4.2.5).

4.2.2. CSD нефелина уртитов

Распределения зерен нефелина по размеру (таблица П1-7) сгруппированы по пачкам (рис. 46). Для аппроксимирующего эллипсоида использовано соотношение сторон 1:1,5:1,5. При этом стереологическая коррекция в программе CSDCorrections (Higgins, 2000) дает хорошее совпадение объемных долей минерала, рассчитанных по CSD и наблюдаемых в шлифе. Это косвенно подтверждает слабые вариации соотношений сторон для разных размеров зерен, чего нельзя сказать, например, об оливине дунитов Довырена или

Мончеплутона, где AR варьирует. Для начала рассмотрим картину CSD нефелина в каждом отдельном горизонте, а потом опишем сходства и отличия между ними.

В пачке I-1 (рис. 46 а) CSD нефелина в нижнем образце 22LV106 практически логлинейное с относительно пологим наклоном, далее образец 22LV107 содержит бимодальную популяцию, которая совпадает с первым образом по большим кристаллам, а по мелким оказывается круче. Для образца 22LV108 логлинейное распределение оказывается круче первого, но положе второго. Для последнего изученного обр. 22LV109 логлинейное CSD еще чуть круче. Эволюцию наклонов в горизонте I-1, за исключением бимодального образца 22LV107, можно, на первый взгляд, отнести на счет механической сортировки первичной популяции. Дополнительно отметим, что в обр. 22LV107 для анализа взят участок с пойкилитовым содалитом, который включает относительно маленькие кристаллы нефелина. Но, как будет показано ниже, при описании пачки II-4, даже если пройти мимо ойкокристов, основная масса тоже будет содержать бимодальную популяцию. Причем здесь, в отличие от пачки I-4, бимодальность проявляется не за счет сортировки, что отчетливо видно в шлифе по наличию нефелина двух генераций.

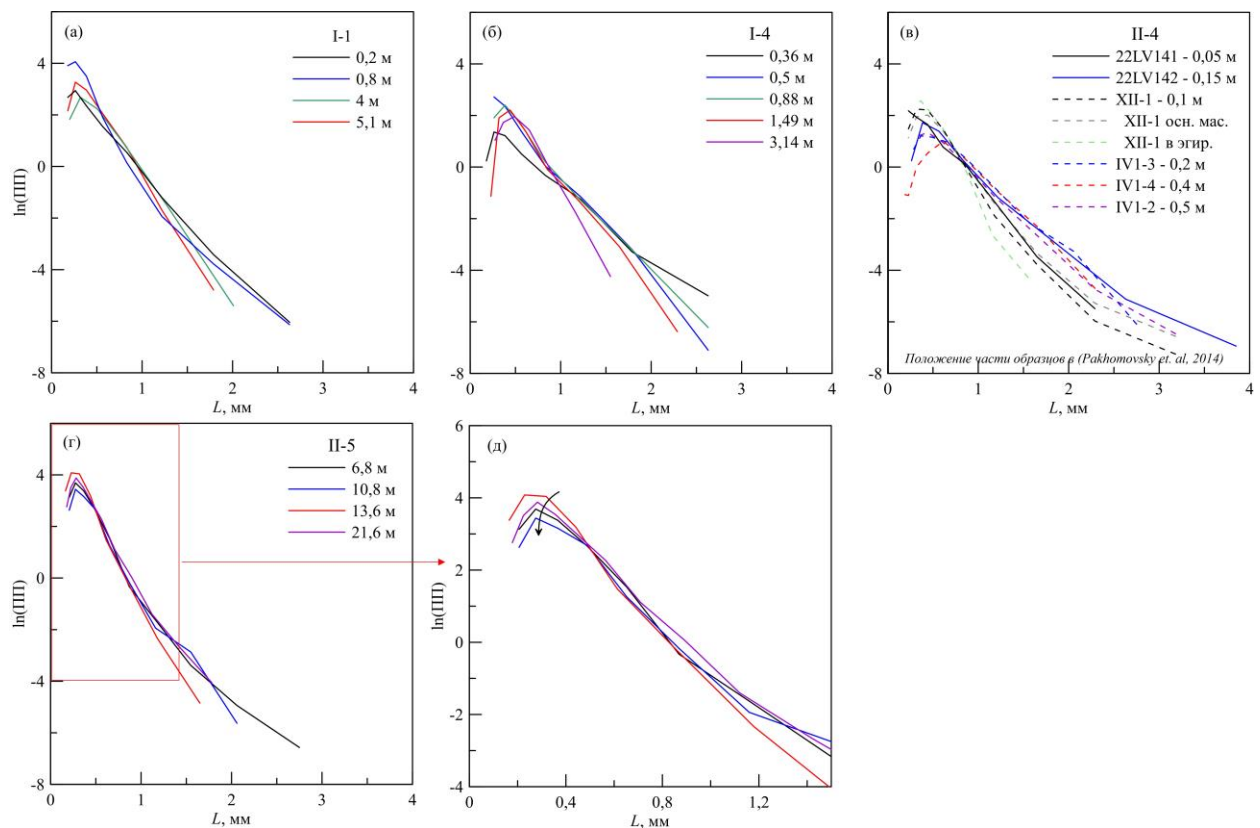


Рис. 46. CSD нефелина из горизонтов I-1, I-4, II-4, II-5, полученные в образцах автора и образцах, предоставленных для анализа Михайловой Ю.А. (обозначены пунктиром на в). Положение последних в подземных выработках рудника Карнасурт дано в (Pakhomovsky et al., 2014). Значения функций и аргументов даны в таблице П1-7.

В рудоносной пачке I-4 (рис. 46 б) три из пяти распределений являются бимодальными, т.е. состоят из двух линейных сегментов. Бимодальные распределения относительно слабо выражены, а нефелин в шлифе имеет всего одну генерацию по зональности (см. раздел 4.2.3.). Самый нижний изученный образец, содержащий наименьшее количество мелкой фракции нефелина, характеризуется скорее логлинейным распределением этого минерала. Верхний образец, переходный к фойяитам, также имеет логлинейное CSD нефелина, но с более крутым наклоном по сравнению с нижним логлинейным. Сделано предположение, что бимодальность и в эволюция от пологого к крутому наклону снизу вверх пачки может быть отнесена на счет сортировки.

В рудоносной пачке II-4 (рис. 46 в) образец 22LV141 (0,05 м) имеет логлинейное CSD нефелина с относительно крутым наклоном, который в целом совпадает с мелкой популяцией бимодального распределения образца XII-1 (0,1 м). В нем в шлифе присутствует крупный участок пойкилитового эгирина, который вмещает в основном мелкий нефелин. Наилучшее совпадение распределений в 22LV141 и XII-1 происходит, если рассматривать только основную массу нефелина за пределами эгирина. Для вышележащего образца 22LV142 (0,15 м) распределение бимодальное, но более пологое. Далее по высоте следуют образцы IV1-3 (0,2 м), IV1-4 (0,4 м), IV1-2 (0,5 м) с логлинейным распределением, практически совпадающие с 22LV142 по наклону. Отметим, что рассмотрен очень узкий интервал (0,5 м), где в нижней части образцы близкие к рудному горизонту в целом более мелкозернистые (CSD круче). Сама пачка имеет малую мощность нефелиновых пород, всего около 2 м, и может ветвиться (сообщение главного геолога рудника Карнасурт, 2022). Это же подтверждают и полевые наблюдения на уступе выше малиньитового карьера на северном склоне г. Карнасурт.

Пачка II-5 характеризуется довольно однородным CSD нефелина во всем разрезе (рис. 46 г). Распределения тяготеют к бимодальной форме, при этом доля малой популяции обычно существенно больше, чем крупной и в целом нарастает вверх по разрезу, однако эта тенденция очень нечеткая. В II-5 наиболее ярко из трех рассмотренных пачек проявлена бимодальность внутреннего строения нефелина. Так, только редкие крупные кристаллы либо во всей своей массе, либо лишь в ядрах содержат рассеянные включения игольчатого эгирина. Мелкая популяция визуально от эгирина чиста. Встречаются образцы, где крупной популяции практически нет вовсе (обр. 22LV128, красная линия на рис. 46 г) и тогда CSD практически вырождается в крутое логлинейное, пик распределения самый высокий.

Подробнее зональность нефелина описана дальше (раздел 4.2.3.), а пока, как уже было упомянуто, он имеет в уртиках две главные популяции – с включениями (популяция 1) и без

(популяция 2). Их относительная доля варьирует. Поэтому рассмотрим CSD, основываясь на этом критерии (рис. 47).

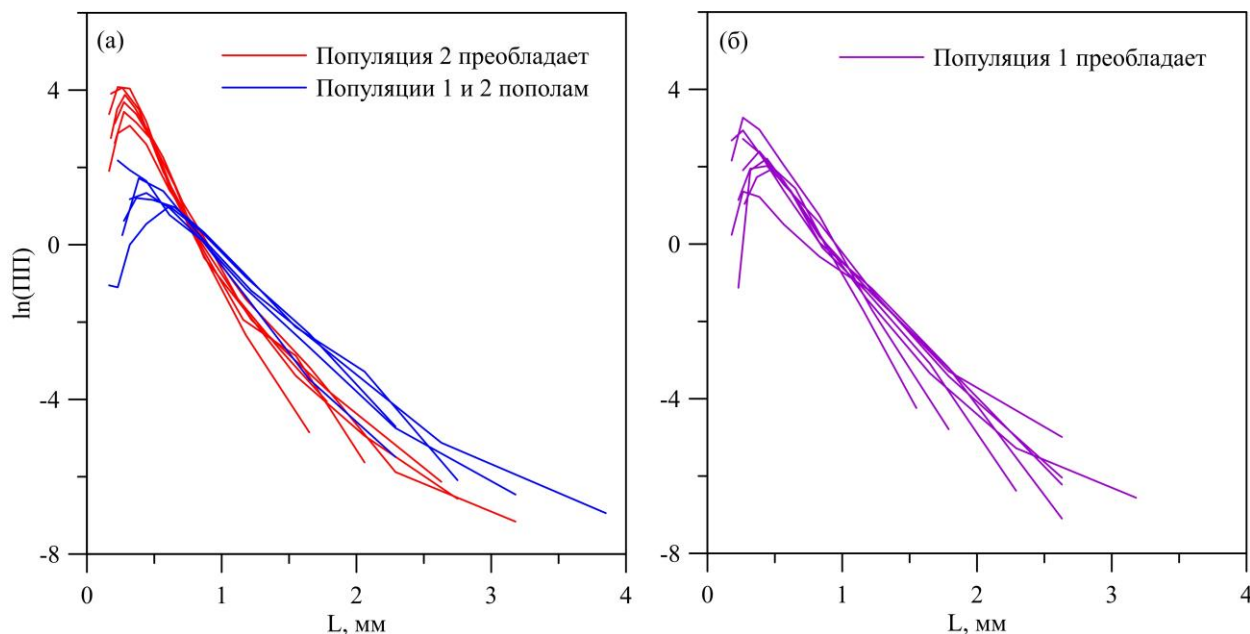


Рис. 47. CSD нефелина, классифицированные по определенному в шлифах примерному соотношению ранней (с эгирином) и поздней (без включений) популяций нефелина. Значения функций и аргументов даны в таблице П1-7.

Преобладание популяции 2 отмечено в горизонте II-5 во всех образцах (здесь приведен еще один образец Михайловой Ю.А. без конкретной привязки ЛВ01-54, очевидно, относящийся к данному горизонту) и в горизонте I-1 в обр. 22LV107. Легко видеть, что эти распределения (рис. 47 а) бимодальные и самые крутые, отличаются по наклону слабо. В случае если популяций в шлифе примерно пополам (пачка II-4), то наклон CSD уже начинает отличаться между образцами, но все еще неплохо совпадает в области 0.5-1.5 мм. Для образцов, где резко преобладает нефелин с включениями (вся пачка I-4, некоторые обр. из I-1 и II-4) в области 0.5-1.5 мм наклон меняется от образца к образцу. Здесь, вероятно, можно видеть эффект сортировки.

В случае с разной долей второй популяции, видимо, имеет место ее более или менее активная нуклеация, проявленная в обратной зависимости от количества предшествующего нефелина. Можно полагать, что первая популяция образована в более глубинной (возможно значительно) камере, а вторая в результате декомпрессионной кристаллизации. Только так, кажется, можно объяснить, что во всем объеме магмы, образовавшей горизонт II-5, происходило активное зарождение кристаллов. В случае если бы оно имело место за счет остывания у границ некоторого резервуара, стоило бы ожидать неоднородность петрографии по разрезу и латерали. Напротив, горизонт II-5 наиболее однороден.

4.2.3. Зональность нефелина уртитов

Ниже даются иллюстрации характерных картин зональности нефелина в изученных горизонтах I-1, I-4, II-4, II-5, II-7 (рис. 48-52). При детальном рассмотрении, нефелин уртитов может иметь три в разной степени развитые зоны (рис. 48): (1) ядра или цельные кристаллы с включениями эгирина, обедненные железом, что дает темный оттенок на изображениях в отраженных электронах; (2) зоны вокруг первого типа или цельные более мелкие кристаллы без видимого эгирина, но обогащенные кремнием и железом (до 1 вес. % FeO), что делает их более яркими в ОЭ; (3) каймы без включений, обедненные железом и развитые вокруг всего нефелина во всех образцах.

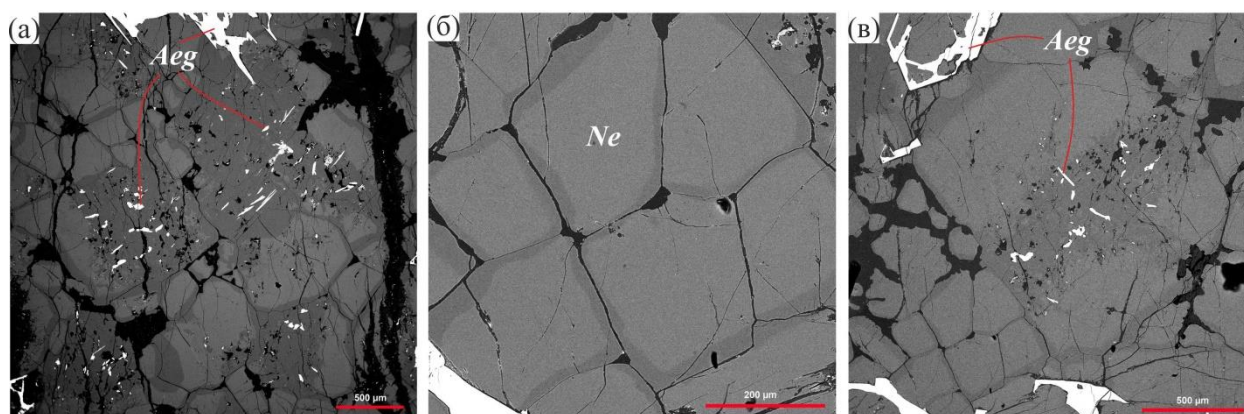


Рис. 48. Снимки в отраженных электронах, демонстрирующие зональность нефелина по содержанию железа и включений эгирина в горизонте I-1 в образце 22LV107 с бимодальным CSD и преобладанием популяции 2 нефелина.

Случай, когда включения эгирина оказываются относительно крупными и распространены по всему зерну целиком (характерно, например, в I-4), можно назвать простым (рис. 49 а, б). С ним контрастирует ситуация, когда ядра, содержащие эгирин (рис. 48 а, в; 52 а-д ниже), имеют неправильную, возможно оплавленную форму, а размер ламелей (?) эгирина к краям убывает. В пачке I-4, где почти нет обогащенной железом популяции, на краях крупных зерен с включениями эгирина отмечаются редкие реликты богатой железом зоны, что подтверждает ее развитие в целом во всех пачках, но в разной степени. Такие реликты отмечены красными эллипсами (рис. 49).

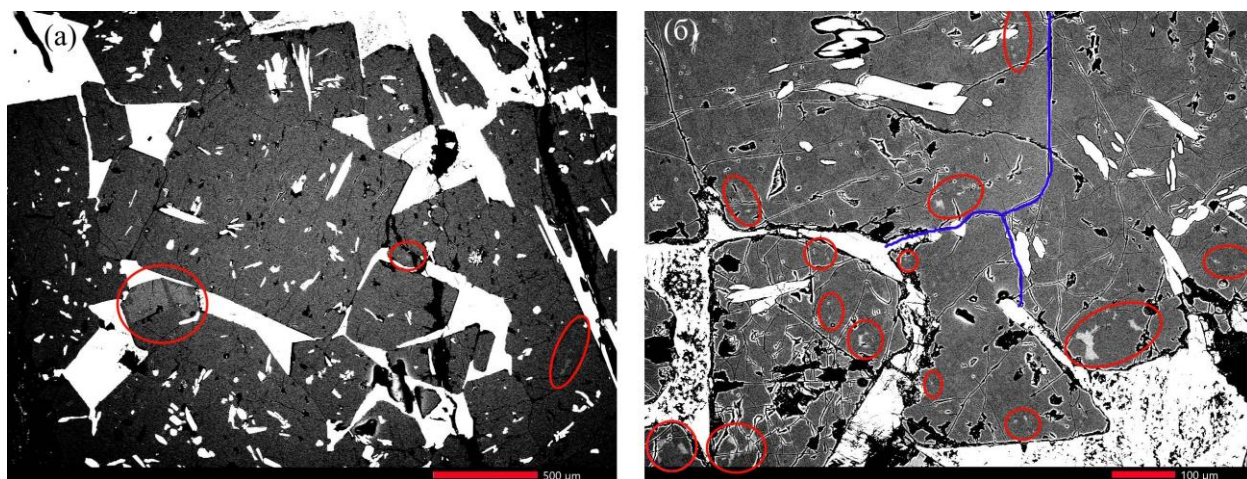


Рис. 49. Снимки в отраженных электронах, демонстрирующие зональность нефелина по содержанию железа и включений в горизонте I-4. Красным выделены реликты обогащенных железом зон в нефелине. Синим подчёркнуты границы зерен. Образец TTL11-6.

Трехвалентное железо имеет сходный с алюминием ионный радиус и входит на его место в тетраэдрическую позицию в структуре нефелина. Вхождение двухвалентного железа в эту же позицию может сопровождаться добавлением воды в позицию В на место калия, в кольцевые полости структуры. Содержание двухвалентного железа может быть больше, чем трехвалентного. Окисление двухвалентного железа в нефелине предполагается триггером для образования эгирина (Mikhailova et al., 2022). Также авторы отмечают, что включения эгирина часто ассоциированы с вторичными газовыми включениями восстановленных газов (водород и метан). Однако данная интерпретация не отвечает конкретно на вопрос, где же происходило высвобождение эгирина в крупных зернах. Возможно, это могло происходить еще в нижней камере в результате длительного отжига.

В пользу того, что включения эгирина есть результат распада твердого раствора, говорит, например, наблюдение в горизонте II-4 (рис. 50 а, б), где в нефелине популяции 2 (обогатен железом) начинают развиваться тонкие еще отчетливо параллельные ламели эгирина, вокруг которых образуется картина пятнистого обеднения железом. Однако здесь видно, что выпадение ламелей в нефелине популяции 2 происходит только в ограниченных масштабах и в большинстве случаев для нее не свойственно.

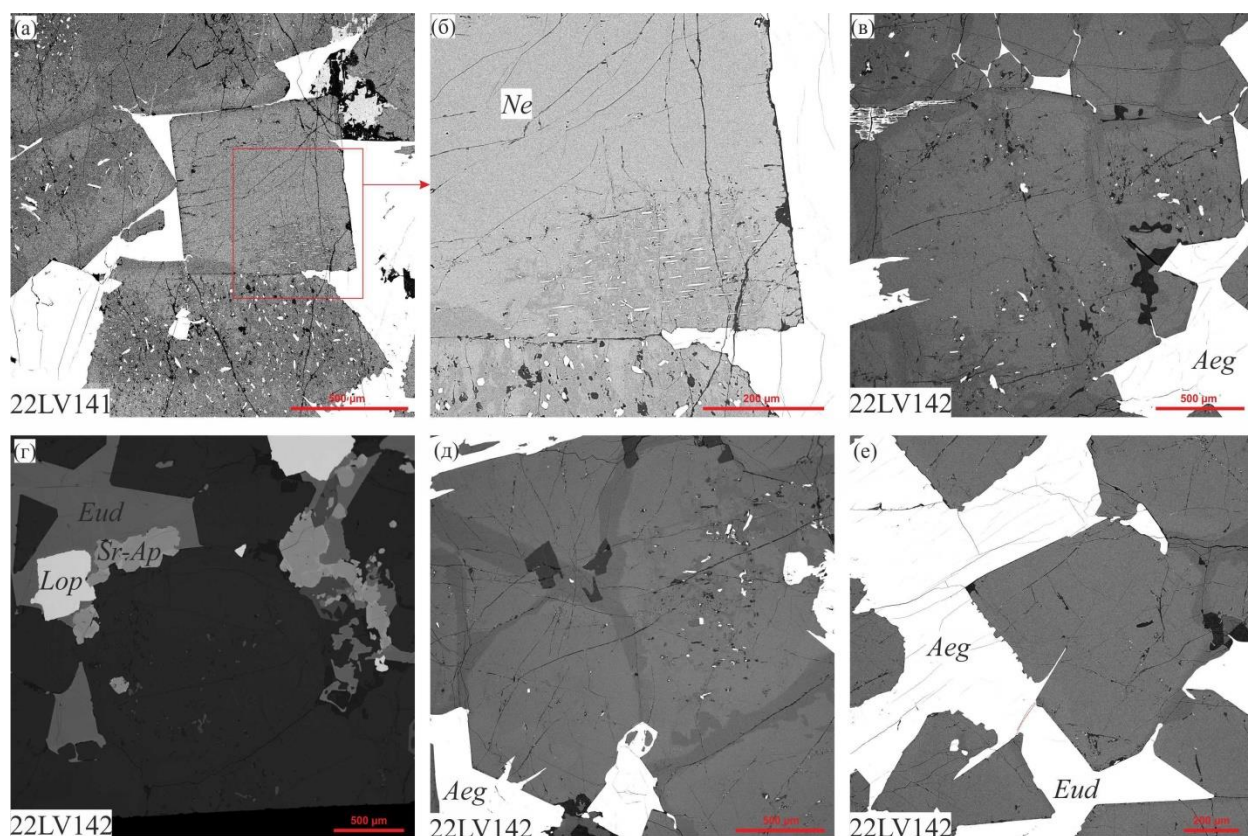


Рис. 50. Снимки в отраженных электронах, демонстрирующие зональность нефелина по содержанию железа и включений в горизонте П-4. Хорошо видно выпадение ламелей эгирина (б) и взаимоотношения бедных железом кайм с ойкокритами эгирина (в, д, е).

Обогащенные железом зоны популяции 2, на самом деле тоже содержат субмикронный эгирин, о чем говорят данные ИК спектроскопии (Михайлова Ю.А., устное сообщение). Надо отметить, что в обогащенном железом нефелине отмечается редкая и очень слабая концентрическая неоднородность содержания железа, а к краям в сторону маложелезистых кайм концентрация убывает местами относительно плавно, а в других случаях резко обрывается. Последнее, однако, нельзя однозначно утверждать, поскольку эффект может быть связан с разной ориентировкой сечения зерна и соответственно разным пересечением одинаковых зон.

За формирование поздних кайм нефелина (3), примерно равномерно развитых в урритах всех горизонтов (толщина 30-100 микрон), отвечает начало кристаллизации эгирина. Это легко видеть, если взглянуть на нефелин, частично включенный в ойкоокристы эгирина, например, в П-4 (рис. 50 д, е; рис. 51 в). Внутри эгирина кайма без железа не развивается, в то время как снаружи, она есть. Особенностью безжелезистых кайм является их непостоянная мощность на контактах разных зерен нефелина между собой (рис. 51). Каймы несимметричны относительно контакта, и у одного зерна она может отсутствовать или быть относительно тонкой, в то время как у второго быть максимальной мощности. Это можно

объяснить ориентировкой контактирующих зерен разными гранями (пинакоид и призма), когда кайма на них нарастает с разной скоростью.

Каймы нарастают зачастую на кристаллы со скругленными краями, что хорошо видно, например, в образце 22LV107 из пачки I-1 (рис. 48 б). Это может свидетельствовать о том, что после накопления магматического осадка, происходило частичное растворение нефелина, что могло способствовать его уплотнению. Также могло иметь место растворение под давлением.

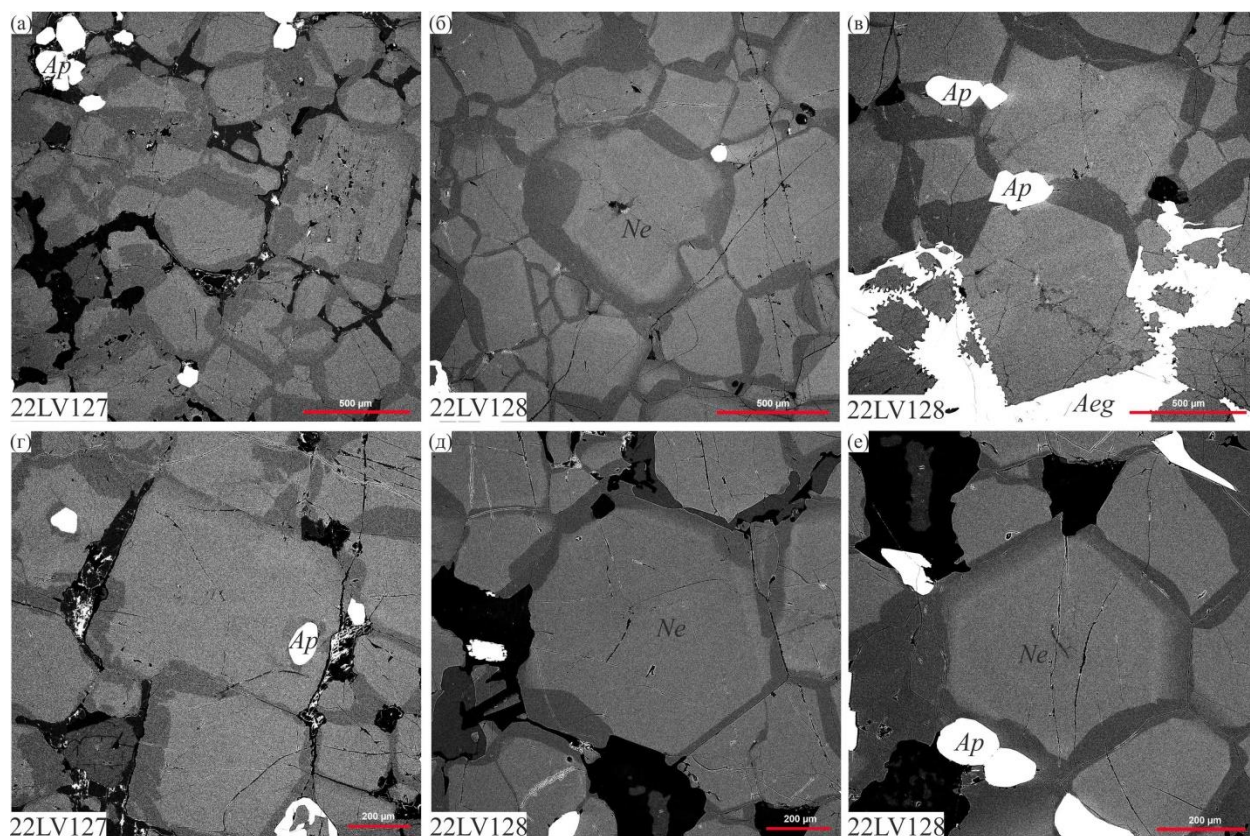


Рис. 51. Снимки в отраженных электронах, демонстрирующие зональность нефелина по содержанию железа и включений в горизонте II-5. Отчетливо видны следы растворения слабой ростовой зональности в гексагональных сечениях с последующим залечиванием.

Остановимся подробнее на популяции нефелина, обогащенной железом. На (рис. 51 б, д, е) в гексагональных сечениях видно, что к краю (переходу в безжелезистую кайму) имеется повышенное содержание железа, что подтверждается проверкой состава на ЭДС на СЭМ. Это, вполне возможно, следствие пересечения разных ростовых пирамид, когда грани пинакоида (ростовая пирамида пересечена в ядре) меньше захватывают железа, чем грани призмы. Но тогда стоило бы ожидать разные от зерна к зерну относительные мощности «ядра» и «каймы». Возможно, это все-таки истинная кайма, свойственная для всего кристалла. Подобная кайма мощнее у более крупных кристаллов, например, на (рис. 52 в, г).

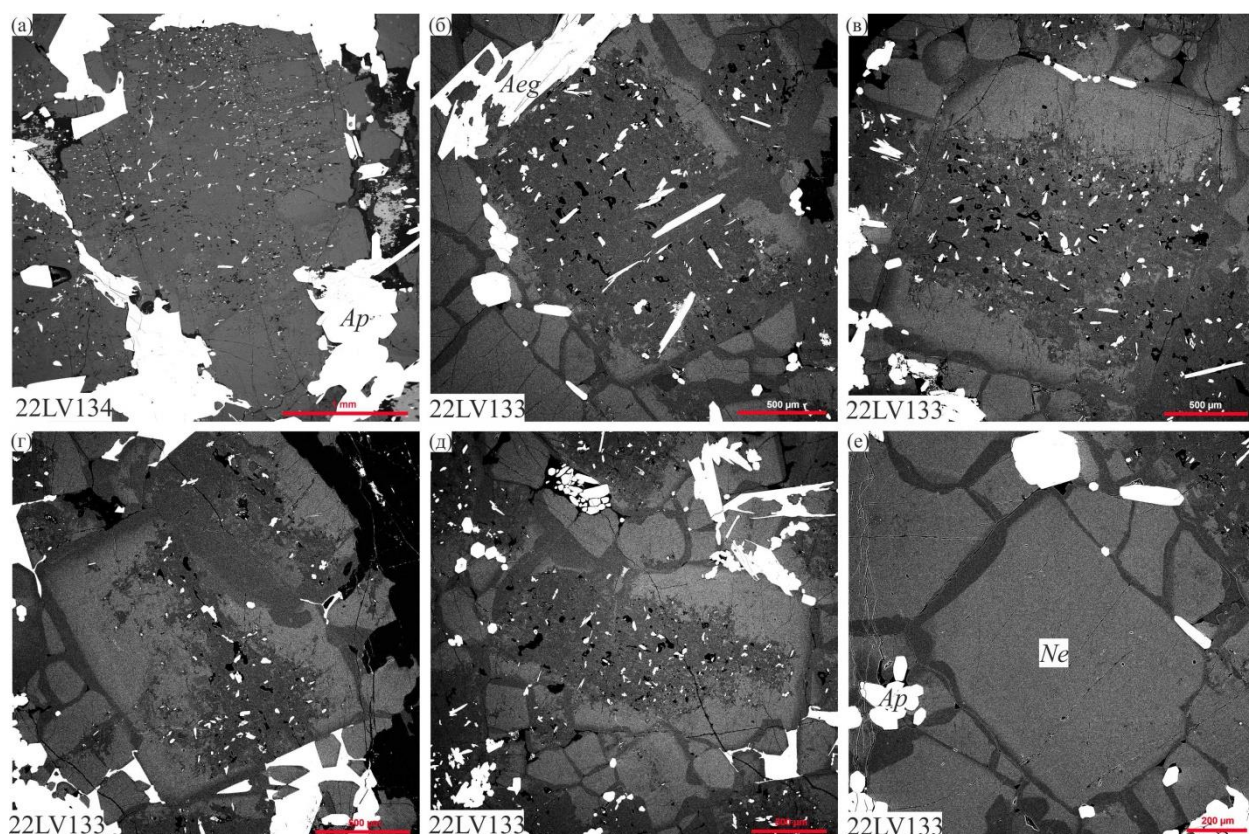


Рис. 52. Снимки в отраженных электронах, демонстрирующие зональность нефелина по содержанию железа и включений в горизонте II-7.

4.2.4. CSD лопарита и апатита уртитов

Как и хромит в дунитах, лопарит и апатит в урритах встречаются в виде идиоморфных, но при этом по большей части аксессуарных фаз, редко имея долю в породе более 10 %.

На основе предоставленной Михайловой Ю.А. разметки (по ней выполнена работа Pakhomovsky et al., 2014) лопарита и небольшого количества собственной разметки, можно сказать, что этот минерал в пачках I-4 и II-4 имеет в основном логнормальное CSD (рис. 53 а, б; таблица П1-8). На графиках представлены только наиболее богатые лопаритом образцы из рудного горизонта. Вероятно, важным отличием распределений для горизонтов I-4 и II-4 является то, что в I-4 распределения имеют максимум и нисходящую слева ветвь. Такая ветвь в II-4 развита далеко не всегда. Ниже будет упомянуто о зональности и включениях, но пока предположим, что распределения из II-4 (рис. 53 б) и в меньшей степени из I-4 (рис. 53 а) являются продуктом первоначально скелетного роста с дальнейшим зарастанием углублений. В целом наклон CSD лопарита более крутой в пачке II-4 по сравнению с I-4, что отмечено как уменьшение среднего диаметра в работе (Pakhomovsky et al., 2014).

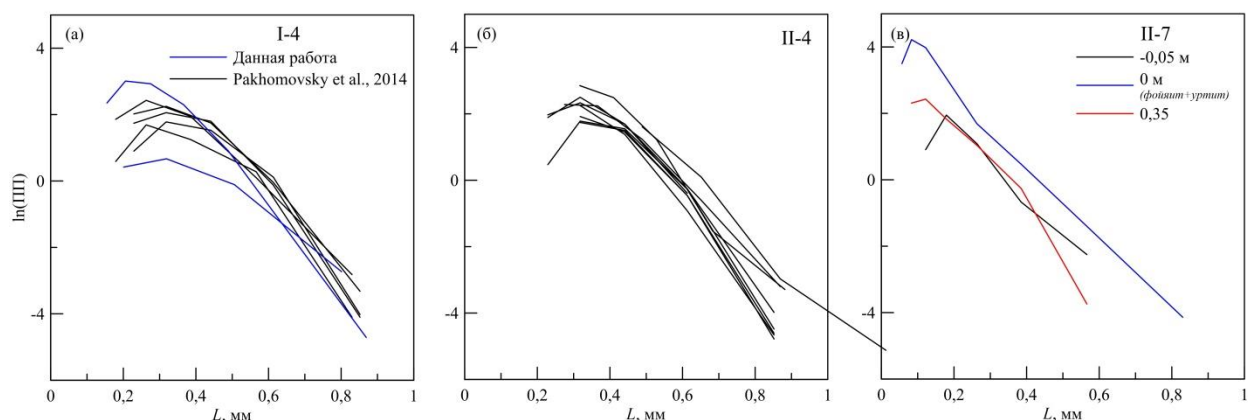


Рис. 53. CSD лопарита из горизонтов I-4 (а), II-4 (б), II-7 (в). Для горизонтов I-4, II-4 выбраны данные по образцам из работы (Pakhomovsky et al., 2014), где количество зерен лопарита больше 300 штук, т.е. из богатых «рудных» частей горизонта. CSD, полученные в настоящей работе, даны в таблице П1-8.

Лопарит, изученный в трех образцах горизонта II-7 (рис. 53 в), где он рассеян в породе совместно с апатитом, имеет в двух случаях бимодальное CSD, а в одном логнормальное.

CSD апатита получены в урритах II-5 (таблица П1-9, рис. 54). Его распределения, так же как и распределения нефелина в этом горизонте, собраны в довольно компактный пучок с пересечением всех четырех функций в одной точке. Так же как и у нефелина этой пачки, вариации распределений апатита не имеют ясной корреляции с высотой в разрезе. В CSD апатита хотя и намечается слабая бимодальность, она все же не очевидна, и стоит учитывать вытянутый габитус кристаллов, что вносит погрешность в анализ плоских сечений.

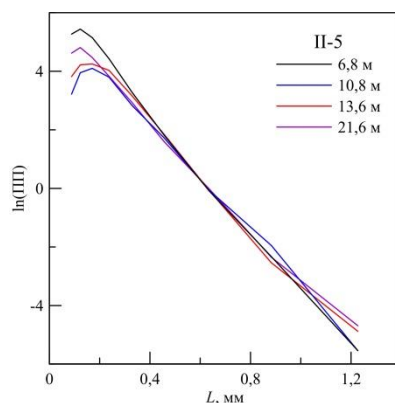


Рис. 54. CSD апатита из горизонта II-5. Значения функций и аргументов даны в таблице П1-9.

4.2.5. Зональность лопарита и апатита

Ранее зональность лопарита и вариации химического состава на протяжении всего дифференцированного комплекса были описаны (Kogarko et al., 2002). В настоящей работе зональность лопарита изучена в горизонтах I-1, I-4, II-4, II-7 (рис. 55). Этот минерал характеризуется вариациями содержаний, Ti, Nb, Ta, REE, Th, за счет чего на снимках в

отраженных электронах отмечаются такие особенности как концентрическая и осцилляторная зональность. Так как зерна лопарита в большинстве случаев представляют собой двойники по шпинелевому закону, в некоторых случаях разницу оттенка на снимках дает ориентационный контраст взаимно проросших кристаллов. На протяжении истории роста кристаллы могли претерпевать смену преимущественной ростовой формы, что тоже отражается в зональности.

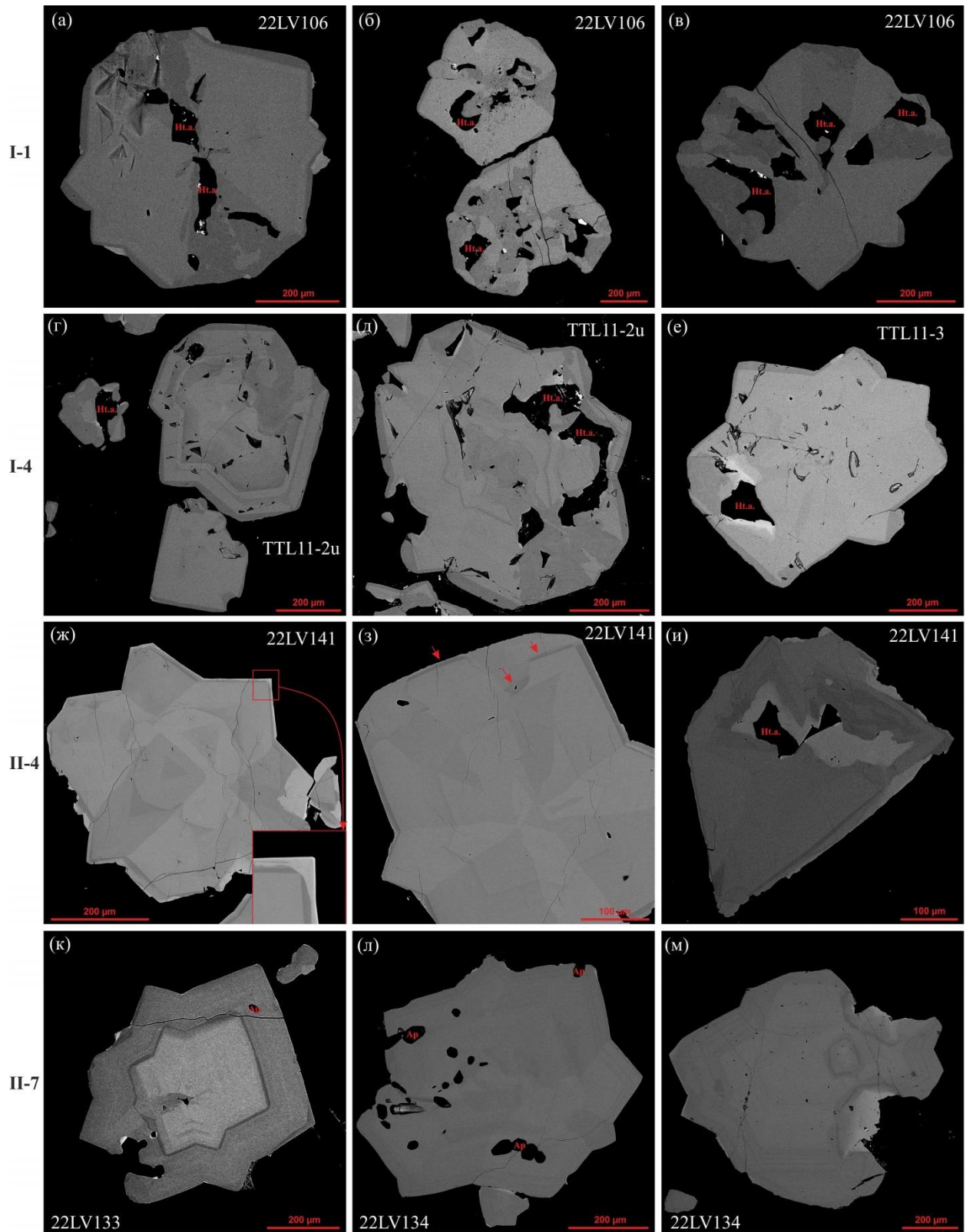


Рис. 55. Фотографии лопарита в отраженных электронах, демонстрирующие зональность, которая обеспечивается различным содержанием Ti, Nb, Ta, Th и REE. Наиболее яркая особенность – осцилляторная зональность в зернах практически свободных от включений и ее отсутствие или слабое развитие в зернах с включениями гидротермальной ассоциации (Ht.a.).

Лопарит горизонтов I-1, I-4 изобилует включениями гидротермальной ассоциации минералов (рис. 55 а-е), которые подробно описаны в работе (Mikhailova et al., 2023). Причиной появления таких включений авторы называли скелетный рост лопарита. Вероятно, на рис. 55в видно, что включения формируются, когда скорость роста граней куба больше, чем граней октаэдра (счет вершины куба). Потом ситуация меняется, грани октаэдра опережают куб и выклиниваются, что дает финальную огранку. Когда рост части граней октаэдра остается ингибирован или отравлен, образуется впадина. Не понятно, можно ли это называть скелетным ростом в прямом смысле, но впадины формируются, так что этого уже достаточно, чтобы в случае их застания кристалл не набирал радиус. Для некоторых кристаллов из горизонта I-4 характерна грубая осцилляторная зональность (рис. 55 г, д).

В горизонте II-4 ситуация отличается. Здесь лопарит включений почти не захватывает за редким исключением (рис. 55 и). При этом в зональности некоторых кристаллов отчетливо видно, что в них также были сформированы углубления, заросшие на последней стадии нарастания каймы, но захвата включений не случилось (красные стрелки на рис. 55 з). Здесь по обозначенной темной зоне хорошо заметно, что она имеет отчетливо большую толщину во впадине, чем на нормальной поверхности кристалла. Это говорит о том, что прирост диаметра кристалла при залечивании углублений не останавливается вовсе, но происходит медленнее застания. При этом надо иметь в виду, что двойниковый кристалл так и так имеет углубление на поверхности, а не выпуклую форму.

В горизонте II-7 лопарит содержит во включениях, по-видимому, только апатит, обильно присутствующий в породе (рис. 55 л). Зональность часто осцилляторная (рис. 55 к-м). Лопарит обычно имеет две контрастные по составу зоны. Бимодальная зональность лопарита отмечается во многих работах (Pakhomovsky et al., 2014; Сук и др., 2013; Kogarko et al., 2002; Mitchell, Chakhmouradian, 1996).

Отличительной особенностью лопарита из горизонтов I-1 и I-4 является наличие относительно тонких обедненных луешитом кайм, который, согласно (Kogarko et al., 2002), является низкотемпературным компонентом. Эти каймы на электронных изображениях являются более темными, по сравнению лопаритом, обогащенным луешитом, который часто соседствует с включениями гидротермальной ассоциации. В лопарите из горизонтов II-4, II-7, каймы развиты слабее. При этом почти всегда названные каймы не являются завершением роста кристалла, и в некоторых местах на них нарастают участки, все же никогда не достигающие до облика кайм, сильно обогащенные луешитом. (Kogarko et al., 2002) относит обедненные каймы на счет появления в кристаллизующейся ассоциации минералов с большим коэффициентом распределения Sr, Nb, Na.

Заметна корреляция облика лопарита и эгирина в уртитах. Так, в горизонте I-4 лопарит содержит обильные включения, а эгирин кристаллизуется в виде тонкозернистых игольчатых, местами радиально-лучистых агрегатов, которые образуют гнезда среди нефелина. В горизонте II-4, где лопарит включений почти не содержит, для эгирина характерен другой облик, он образует крупные ойкокристы до нескольких сантиметров в длину с многочисленными включениями нефелина. К вопросу о структурной позиции эгирина и включениях в лопарите стоит отметить, что примерно в 30 м ниже по разрезу от горизонта II-4 находится очень мощный горизонт уртитов II-5, который может служить своеобразным изолятором, о чем косвенно говорит наличие под ним мощного пегматита. В тоже время, ниже I-4 залегают 105 метров фойяитов и луявритов, а ниже I-1 находятся 60 м фойяитов и луявритов. В обоих горизонтах проявлен игольчатый эгирин, а лопарит содержит включения, причем в I-4 наиболее обильно.

4.2.6. Оценка состава и температуры начальной магмы уртитов и адиабатный подъем

Задача оценки состава начальной магмы Ловозерского массива является на порядок более сложной по сравнению с Довыреном и Мончеплутоном из-за специфического состава магм, отсутствия зон закалки и так далее. Можно использовать только некоторые упрощенные предположения, чтобы выбрать состав и промоделировать его поведение при изоэнтропическом сбросе давления. Но даже такой способ дает интересный результат.

Валовые химические составы пород Ловозера выбраны на основании литературных данных. В работе (Буссен, Сахаров, 1972) даются характерные валовые составы пород (рис. 56). Видно, что в породах уртитового ряда количество железа (эгирин) примерно постоянно (рис. 56 а, в). В фойяитах и луявритах оно меняется обратно алюминию (рис. 56 а).

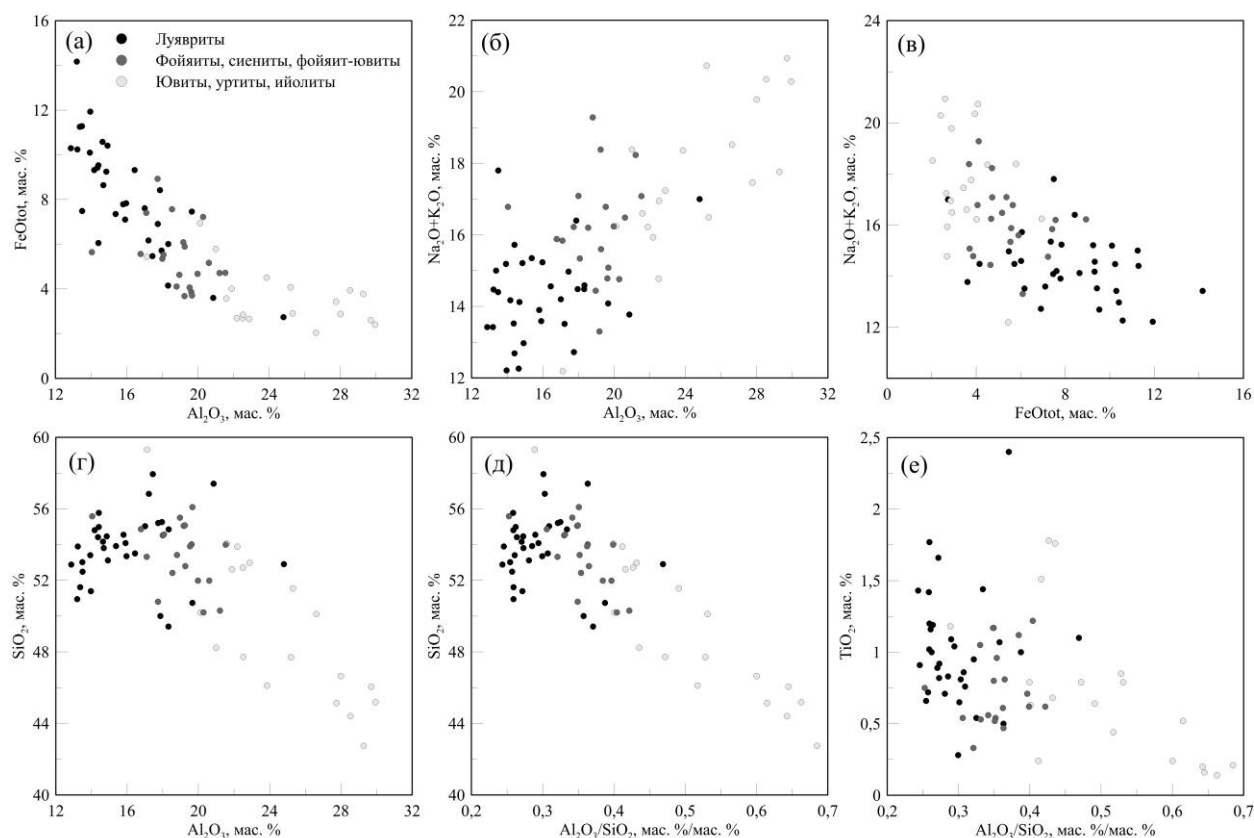


Рис. 56. Валовые составы пород дифференцированного комплекса Ловозерского массива (составы из таблицы 12 на с. 87 в Буссен, Сахаров, 1972).

На основании этих анализов можно провести прикидочный анализ с использованием геохимической термометрии, реализованной в Melts (рис. 57). Для этого использовались составы пород, обозначенных в книге (Буссен, Сахаров, 1972) как ювиты, уртиты, ийолиты (13 составов), которые, вероятно, являются наиболее ранними кумулатами. Составы относятся к различным пачкам, и поэтому могут дать только усредненную оценку. Условия расчета: без воды и других летучих, буфер QFM и давление 1 кбар. Неожиданно хорошее пересечение траекторий кристаллизации получилось при 1000°C (рис. 57), при том, что на ликвидусе были разные ассоциации: нефелин, нефелин+каликатровый полевой шпат, нефелин+лейцит. Лейцит никогда не сохраняется ниже по температуре и всегда перитектически замещается полевым шпатом.

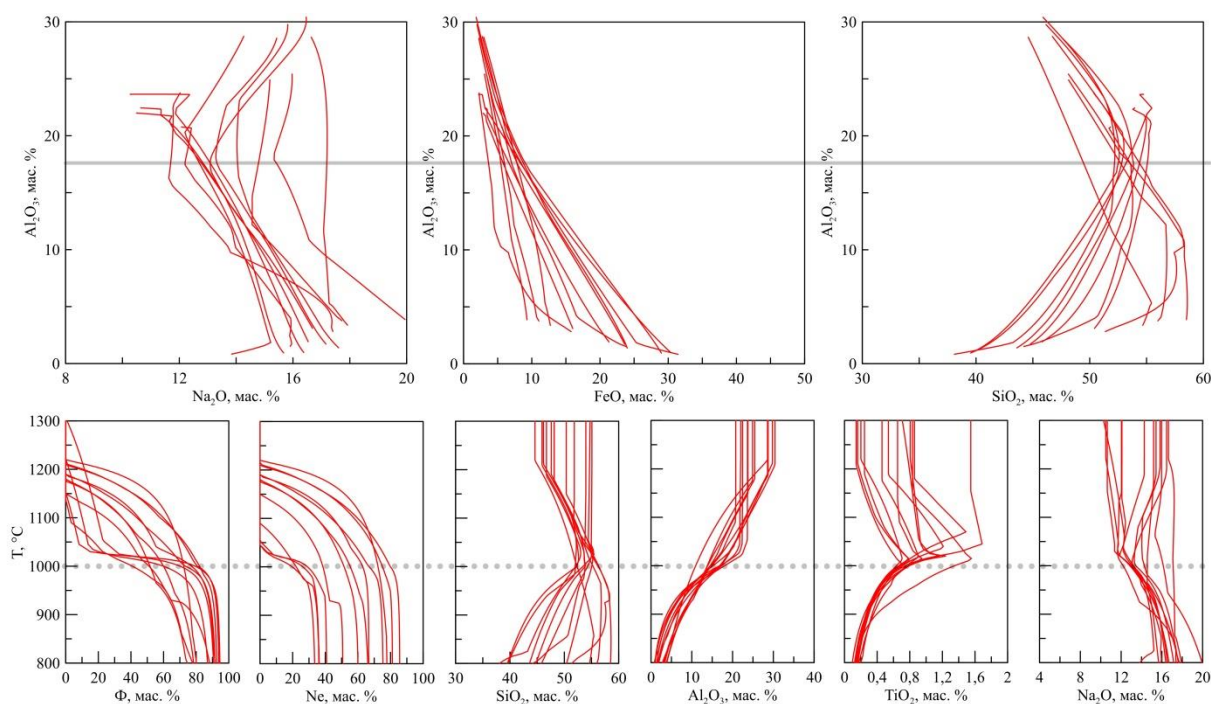


Рис. 57. Результаты прикидочного моделирования равновесной кристаллизации 13 составов из (Буссен, Сахаров, 1972) в программе Melts (условия в тексте).

Полученный средний состав расплава (табл. 12) при 1000°C по 13 траекториям отличается от среднего состава дифференцированного комплекса (Буссен, Сахаров, 1972) повышенным содержанием Na_2O , FeO_{tot} , пониженным K_2O , Al_2O_3 . Наиболее значительное отличие по железу. Таким образом, полученный состав нормативно более нефелиново-эгириновый, и менее калишпатовый.

Таблица 12. Состав расплава, рассчитанный, как средний из модельных траекторий геохимической термометрии для нефелиновых пород при 1000°C и средний состав дифференцированного комплекса Ловозера.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Средний состав (1000°C)	53,13	0,80	14,98	3,02	8,77	0,67	1,03	1,33	13,44	2,77	0,06
Ср. состав диф. комплекса по (Буссен, Сахаров, 1972)	53,34	0,85	17,95	5,62	1,54	0,29	0,94	1,28	10,22	5,31	0,14

На (рис. 58 а, в) даны расчетные содержания нефелина, калишпата и клинопироксена (со значительной долей эгириновой компоненты) в зависимости от температуры для давлений 10 и 1 кбар соответственно (буфер QFM). Видно, что при высоком давлении первые фазы на ликвидусе это клинопироксен и полевой шпат. При низком давлении уже первым появляется нефелин. Интересно, что при расчетах со средним составом дифференцированного

комплекса, на ликвидус первым выходит калиевый полевой шпат и лейцит, вместо нефелина при любом давлении, что противоречит порядку кристаллизации, выявляемому при петрографическом рассмотрении.

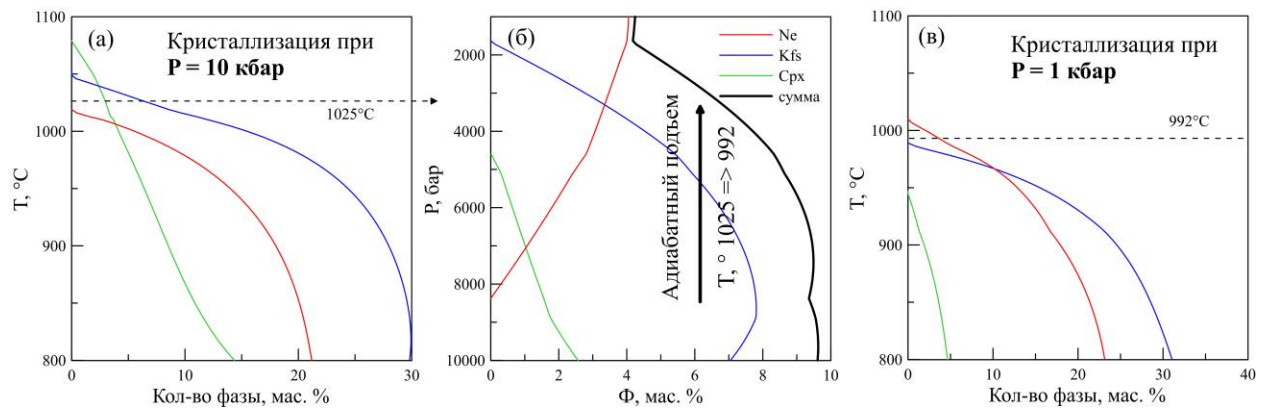


Рис. 58. Расчетные траектории равновесной кристаллизации (а, в) и адиабатической декомпрессии (б) для состава из таблицы 9. Условия: без летучих, буфер QFM. При адиабатном подъеме буфер не задается, а отношение двух- и трехвалентного железа контролируется начальным составом.

При изэнтропической (адиабатной) декомпрессии от 10 кбар до 1 кбар (рис. 58 б) с начальной температурой 1025°C (стабильны калишпат и клинопироксен) температура падает до 992°C , ассоциация минералов сменяется на нефелин. При моделировании кристаллизации в ассоциации также имеется некоторый оксид, содержащий титан, но он не влияет на основные выводы. Таким образом, качественно виден механизм, когда при подъеме может начинаться массовая кристаллизация нефелина во всем объеме магмы. Данное моделирование может быть основанием для предположения, что популяция нефелина 2 появляется при декомпрессионной кристаллизации и тоже является интрателлурической, как и популяция 1. Включения эгирина в нефелине стабилизированы на ранней стадии, возможно, именно давлением, и нельзя исключать, что наиболее крупные из них все же являются захваченными, а не результатом распада твердого раствора. Действительно, на рис. 58а видно, что при высоком давлении первым на ликвидусе появляется клинопироксен. Остается без ответа вопрос, как добиться частичного растворения раннего нефелина, которое заметно, в первую очередь, в слое I-1 и II-5. Очевидно, что приведенные расчеты весьма прикидочны, не учитывают влияния летучих и многих других факторов.

4.2.7. Краткие выводы

Гранулометрия нефелина в комплексе с наличием двух главных популяций позволяет предположить, что первая популяция, содержащая включения эгирина, образована в более глубокой камере. Вторая популяция без включений и обогащенная железом, вероятно, получена в ходе кристаллизации при подъеме, на фоне растворения калиевого полевого

шпата и эгирина. Переохлаждение и интенсивность нуклеации тем выше (CSD круче), чем меньше взвешено в магме кристаллов в начале подъема. На CSD также влияет сортировка после внедрения. CSD лопарита может содержать в себе следы процесса зарастания кристаллов с полостями (как при зарастании скелетов), что подкрепляется зональностью лопарита.

Глава 5. Кинетический и динамический контекст полученных результатов

Настоящая заключительная часть диссертации объединяет теоретические представления о динамике магмы, процессах образования кристаллических популяций (глава 1) и природные наблюдения из глав 2-4. В разделе 5.1 обсуждается развитие представлений о некоторых общих аспектах кинетики кристаллизации магмы. В разделе 5.2 рассмотрена роль докамерной истории магмы, которая записана в интрателлурической популяции, особенности кристаллизации в верхнем погранслое камеры и специфический стиль внедрения новых порций между кумулусом и основным объемом камеры, как возможная интерпретация некоторых наблюдений. В разделе 5.3 обсуждается явление компакции кристаллической каши и фильтрации порового расплава и их структурные и геохимические следствия.

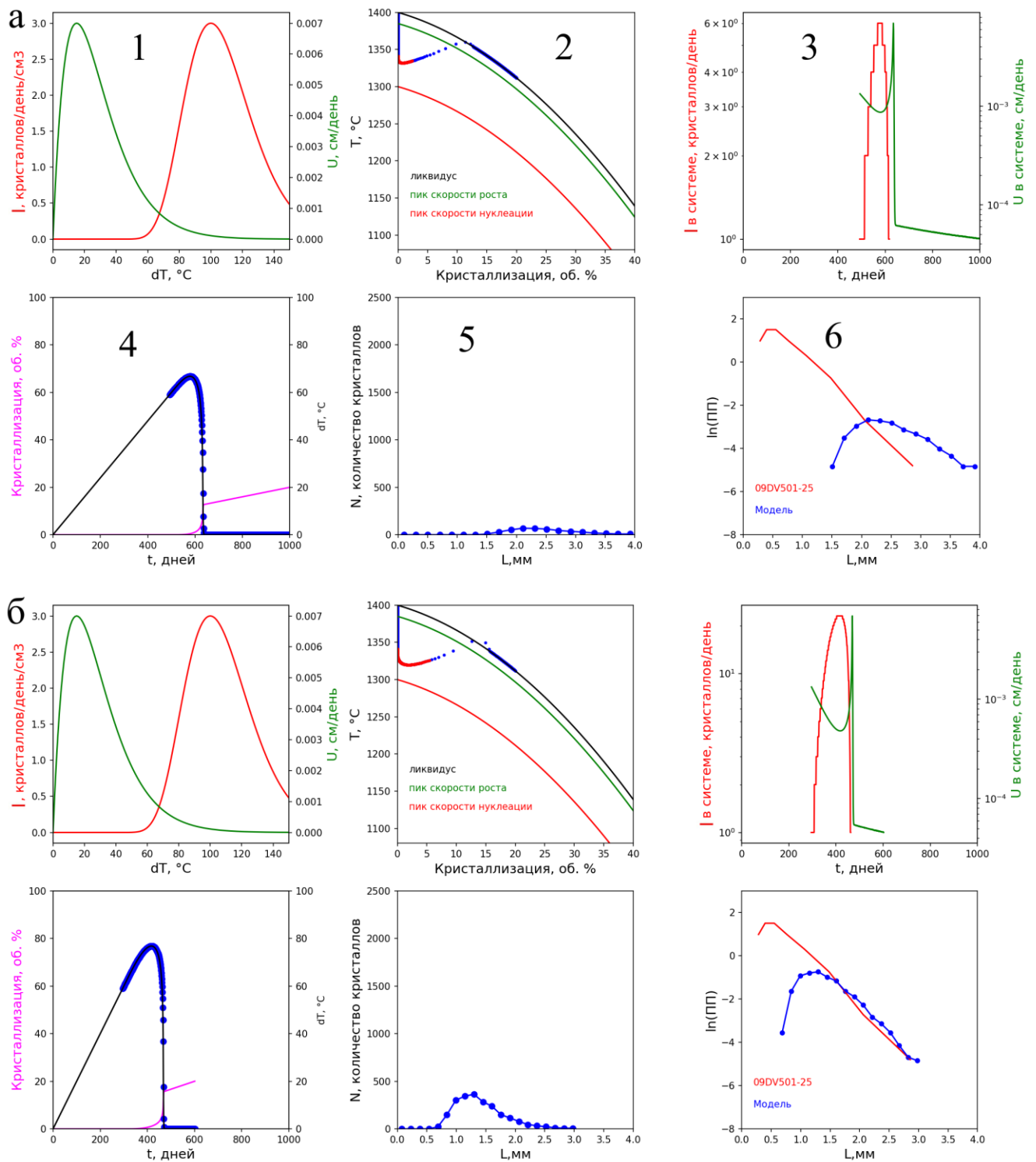
5.1. ЗАМЕЧАНИЯ О КИНЕТИКЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ

5.1.1. Образование логлинейного CSD – новая модель

Учитывая экспериментальные работы (Schiavi et al., 2009; Ni et al., 2014) и наблюдения за кристаллизацией лавовых озер (Cashman, Marsh, 1988), можно сделать вывод, что первичные ростовые распределения при одноактном естественном охлаждении обычно имеют логлинейную форму CSD при кристаллизации как в закрытой, так и в открытой системах. Из приведённых в работе наблюдений также следует, что любое отклонение от логлинейной формы требует специфического объяснения и оно, как правило, находится (растворение, ускорение охлаждения, эффект котектики, рост скелетов и их зарастание). Попробуем разобраться, какой именно ключевой фактор определяет образование логлинейных распределений, на основе модификаций интуитивно понятной кинетической модели (Spohn et al., 1988) (раздел 1.2.8), которая, тем не менее, не дает формы распределения по размеру, похожей на природную.

Для начала переместим максимум скорости роста на сравнительно небольшое переохлаждение 15°C (рис. 59 а-в). Система, как и раньше (раздел 1.2.8), кристаллизуется до 20%, тепловые параметры те же, $U_{max} = 0.0009 \frac{\text{см}}{\text{день}}$ – пиковая скорость роста $I_{max} = 30 \frac{\text{кристаллов}}{\text{день} \cdot \text{см}^3}$ – пиковая скорость нуклеации. Некоторая погрешность расчета на стадии возврата к равновесию не влияет на конечную форму распределения, так как нуклеация уже не активна. Так как в данной модели скорость роста не зависит от размера, наклон и форма

CSD приобретаются раньше, после чего распределение смещается параллельно самому себе. Заметим, что при таких расчетах, как показано на рис. 59а-в траектория кристаллизации всегда пересекает пиковое значение скорости роста, чтобы произошла нуклеация.



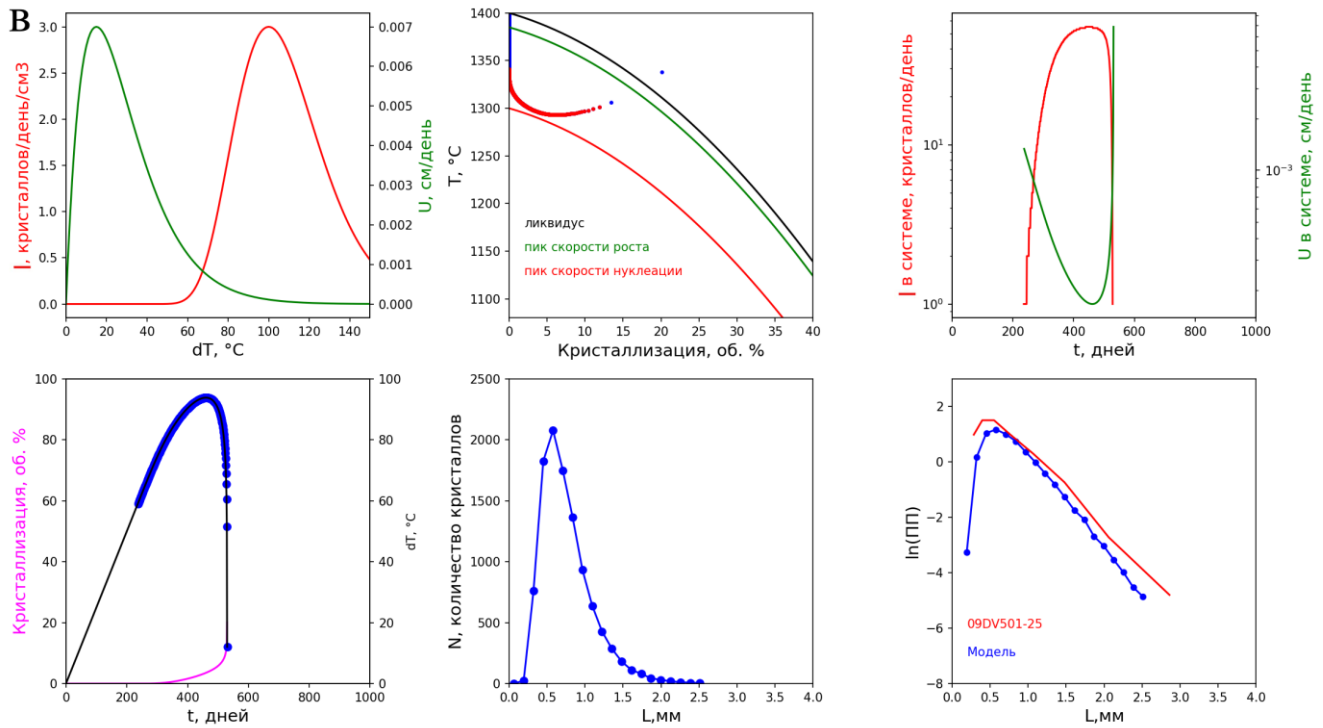


Рис. 59. Вариации наклона CSD и траектории кристаллизации на фоне разного теплового потока (а) 0.6, (б) 1, (в) 1.25 Дж/(см³*день). Пояснения к полям, отмеченным цифрами 1-6 (а), даны на рисунке 5.

Чем больше тепловой поток из системы, тем круче наклон CSD, как и в стандартной модели (Spohn et al., 1988). В приведенной измененной модели форма распределения становится близка к искомой логлинейной только при достаточно больших значениях теплового потока, когда траектория кристаллизации приближается к пику нуклеации. В таком случае можно видеть, что больше половины времени активной нуклеации ее значения близки к плато на фоне падения скорости роста. Этот случай близок к предполагаемому у (Toramaru, Kichise, 2023). Но он оказывается лишь крайним в модели.

Так как существуют экспериментальные данные, как свидетельствующие о случаях со скоростью роста, независимой от размера (McDonald et al., 2019) (но с дисперсией скорости роста), так и с сильной зависимостью (Kile, Eberl, 2003), при реальной кристаллизации, видимо, могут существовать оба режима. Так (Kile, Eberl, 2003) провели эксперимент по кристаллизации алюмо-калиевых квасцов и кальцита из растворов с перемешиванием и без. Авторы наблюдали, что рост зависит от размера для больших (1 см) кристаллов квасцов при перемешивании, когда поступление вещества происходит адвективным путем. Рост для этих кристаллов не зависит от размера, когда поступление идет диффузионным путем в отсутствии перемешивания. При этом для кристаллов кальцита размером первые микроны рост в обоих случаях зависит от размера, что отнесено на счет конвекции. Рост кальцита из геля, когда конвекция отсутствует, происходит без зависимости скорости роста от размера.

Авторы также отметили, что согласно их наблюдениям, в природе доминирует именно пропорциональный рост.

Трудно сказать, в какой степени может влиять перемешивание для случая существенно большей по сравнению с водными растворами вязкости, характерной для природных магм. В то же время, очевидно, что при оседании кристаллов по закону Стокса или при конвекции магмы, в той или иной степени, кристаллы расплавом омываются. Даже в закрытой системе, когда формируется кристаллический каркас, нельзя исключать мелкомасштабной конвекции в поровом пространстве. Поэтому эффект пропорционального роста должен быть рассмотрен.

Пропорциональный рост привлекается для объяснения CSD из проточного кристаллизатора, когда распределение получается не логлинейным, как в случае стационарного режима без зависимости от размера (Marsh, 1988), а заданным вверх в области малых кристаллов (Mydlarz, 1995). Такая форма получается потому, что для мелких кристаллов скорость роста оказывается достаточно мала по сравнению с нуклеацией, и кристаллы не вырастают из малых размеров, а скапливаются в этой области. Так как в кристаллизаторе поддерживаются постоянные условия, для них можно получить конкретную функцию зависимости скорости роста от размера. Экспоненциально-гиперболический и другие законы увеличения скорости роста в зависимости от размера обобщены в (Mydlarz, 1995). Рассмотрим влияние пропорционального роста на модель (Spohn et al., 1988). Возьмем экспоненциальную зависимость из (Mydlarz, Jones, 1993):

$$U = U * (1 - \exp(-a * (R + R_{min}))) \quad (32)$$

Здесь U – кинетическое значение скорости роста, a – константа, R_{min} – минимальный радиус, выбираемый для того, чтобы избежать слишком малых скоростей роста для только что зародившихся кристаллов. Учтенный эффект пропорционального роста будет «выпрямлять» близкое к логнормальному CSD, которое получается в кинетической модели (Spohn et al., 1988). Ниже представлен расчет для модели с одинаковыми параметрами, вначале для кристаллизации без учета пропорционального роста (рис. 60 а), а во втором случае (рис. 60 б) с учетом пропорционального роста ($a = 8$, $R_{min} = 0.02$ мм, остальные параметры одинаковые). Видно, что изначально сильно изогнутое в логарифмических координатах CSD приобретает более близкий к линейному вид, однако функция выглядит искусственно и к тому же не имеет характерного пика и короткой ниспадающей ветви слева. Пропорциональный рост вызывает более глубокое переохлаждение, существенное увеличение количества кристаллов и увеличение асимметрии (более резкое окончание) функции нуклеации в системе от времени после достижения пика. Однако в данном случае с трудом удалось подобрать подходящее сочетание значения a и R_{min} , так чтобы приблизиться

к логлинейной форме. То есть данный подход к модификации (Spohn et al., 1988) не дает полного решения и требует корректировки.

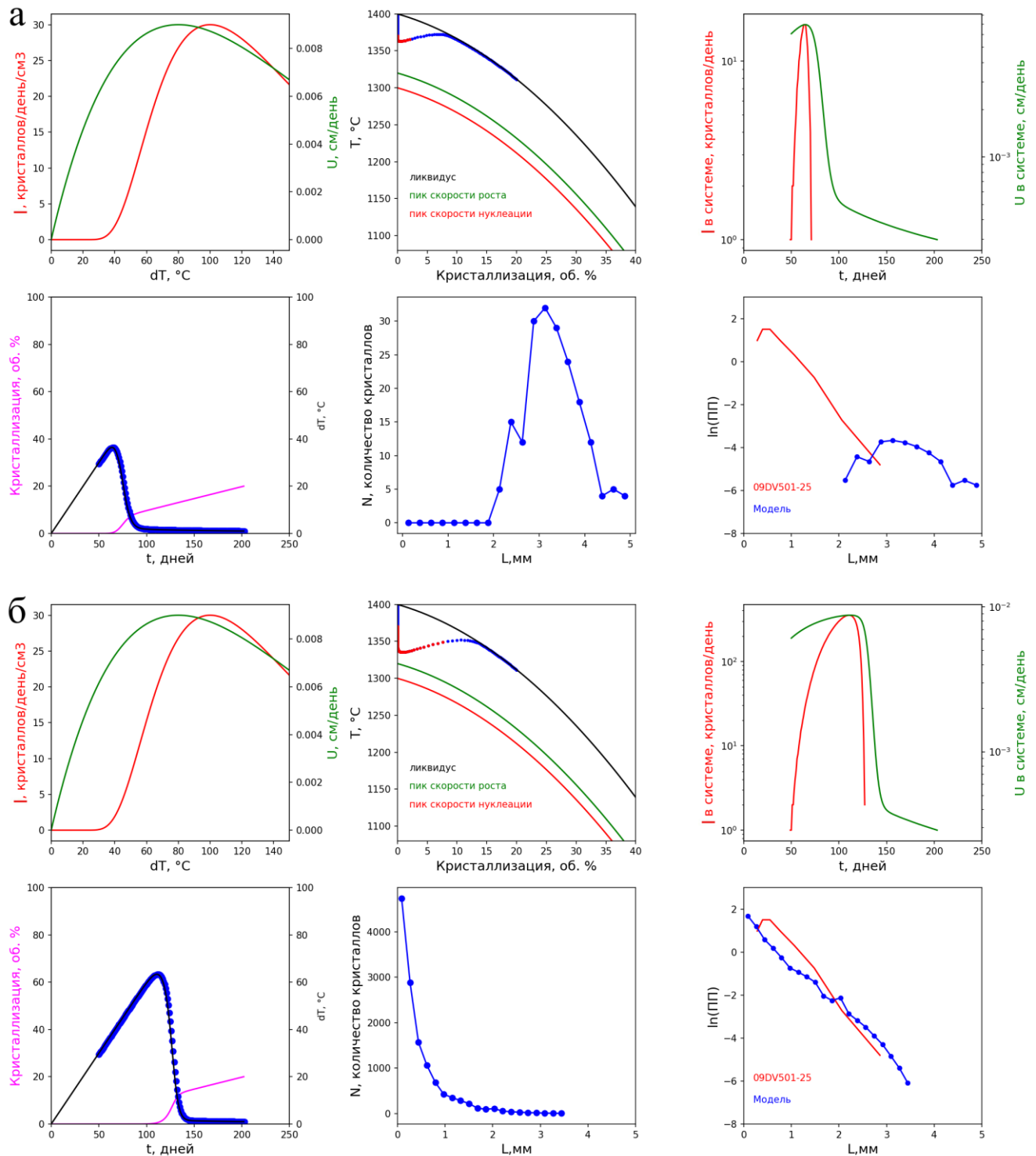


Рис. 60. Расчет модели (Spohn et al., 1988) при постоянном тепловом потоке: а. без учета пропорционального роста; б. с учетом постоянной зависимости скорости роста от размера зерна по эмпирическому уравнению (Mydlarz, Jones, 1993). Обратите внимание, в данном расчете пиковые значения скорости роста и нуклеации находятся уже в области высоких переохлаждений (80 и 100°С соответственно), как это принято в работе (Spohn et al., 1988).

Таким образом, траектория кристаллизации не достигает пиковых значений скорости роста, в отличие от случая на рис. 59.

Так как в модели (Spohn et al., 1988) переохлаждение в отличие от кристаллизатора меняется, естественно было бы учесть, что проявление пропорционального роста зависит от переохлаждения. Действительно, влияние перемешивания при пропорциональном росте должно иметь место только при достаточном переохлаждении, когда формируется существенный диффузионный слой. В ситуации, близкой к равновесию, что при перемешивании, что без него, диффузия будет быстрее, чем кинетика поверхности. Учет зависимости от переохлаждения можно сделать, например, заменив параметр a в эмпирической формуле $U' = U * (1 - \exp(-a * (R + R_{min})))$ на отношение переохлаждения для пика роста $\Delta T(U_{max})$ к текущему переохлаждению ΔT :

$$U' = U \left(1 - \exp \left(- \frac{\Delta T_{U_{max}}}{\Delta T} * (R + R_{min}) \right) \right) \quad (33)$$

На рисунке 61 дан пример расчета с учетом зависимости пропорционального роста от переохлаждения ($R_{min} = 0,2$ мм). В данном случае форма CSD (логлинейная) оказывается наиболее устойчивой к вариациям теплового потока. Вместе с этим выполняется правило, что при большем тепловом потоке, CSD будет круче (более мелкозернистая порода).

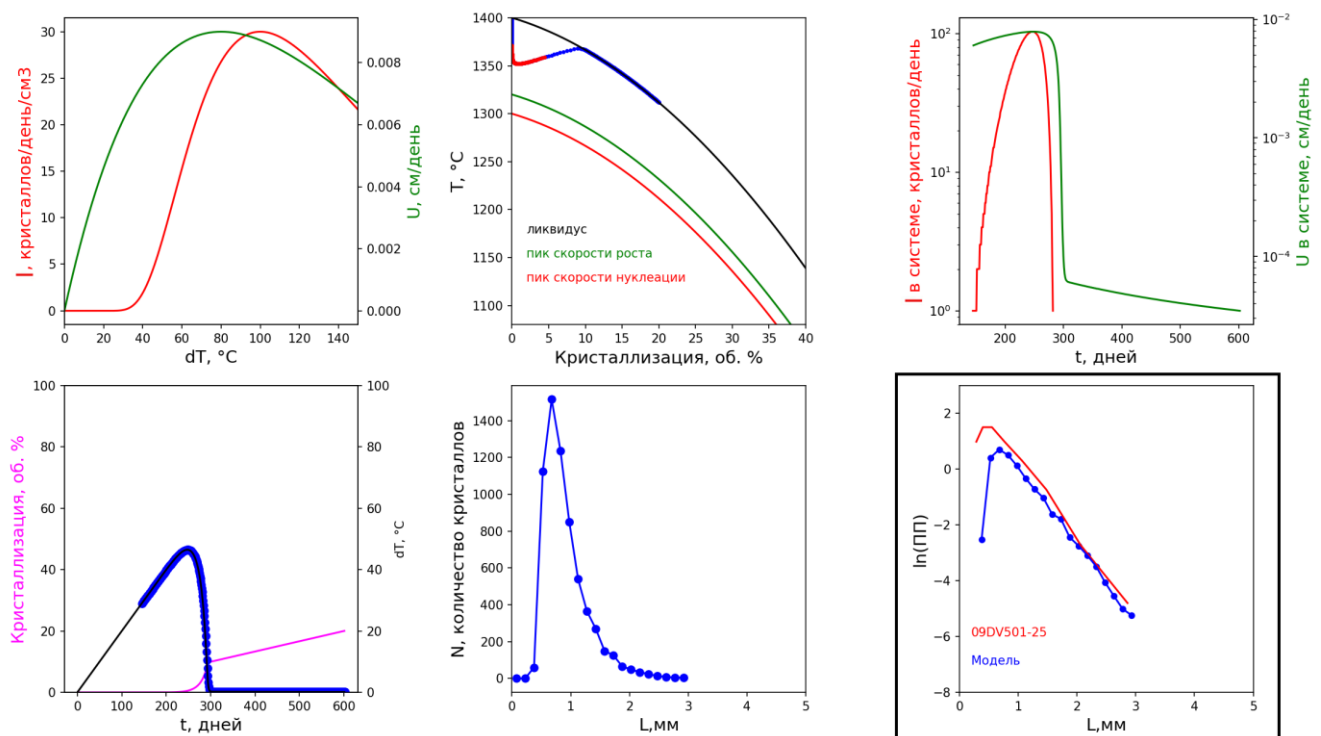


Рис. 61. Расчет модели (Spohn et al., 1988), модифицированной с учетом пропорционального роста, зависящего от переохлаждения, при постоянном тепловом потоке.

Поведение модели можно согласовать с выводами (Kirkpatrick, 1981), где в корке лавового озера совместно возрастали наблюдаемые скорости нуклеации и роста. В то же время,

значение кинетической скорости роста (рис. 61) имеет плато, что согласуется уже с представлениями (Marsh, 1998), который предполагает скорость роста эффективно постоянной во времени.

Логлинейные распределения в кумулатах обычно не достигают самых малых кристаллов (рис. 12 и другие в настоящей работе). Также слева от пика распределения обычно виден небольшой загиб функции вниз. Это трактуют как следствие 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. Рассмотренная модель образования логлинейного CSD заставляет склоняться ко второй версии, но с дополнением, что распределение не достигает наименьших кристаллов из-за остановки нуклеации при приближении к равновесной траектории, когда происходит только дорастание популяции. При этом совершенно не обязательно достижение большой доли кристаллов. Эффект дорастания тем больше, чем меньше тепловой поток. Это согласуется с тем, что в комагматических CSD с более пологим наклоном, пик распределения обычно смещен вправо.

Учет того, что кристаллизация может происходить в условиях падения теплового потока, например, пропорционально $1/\sqrt{t}$ (направленная кристаллизация или эволюция теплового потока внутри интрузива) (Френкель и др., 1988) сильно на форме распределения не сказывается, оно все еще остается близким к логлинейному, хотя эта близость зависит от крутизны падения.

Экспериментальная проверка верности той или иной модели может опираться на изучение кинетической зональности отдельных кристаллов, например, на содержание фосфора или алюминия в оливине. Их концентрация в первом приближении может считаться пропорциональной скорости роста кристалла и тогда стоит рассмотреть ее значения, построенные в зависимости от радиуса. В расчете, представленном выше, эта функция для наибольшего кристалла имеет следующий вид (рис. 62).

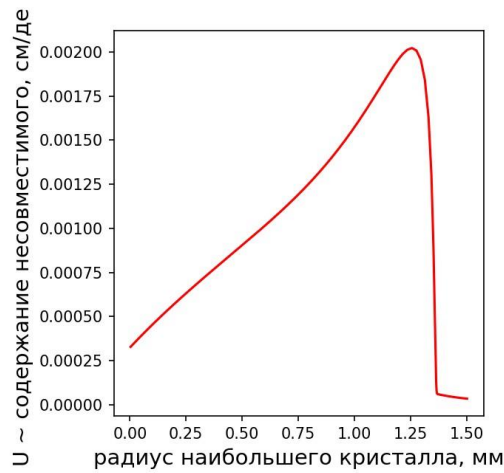


Рис. 62. Зависимость реальной скорости роста наибольшего кристалла от его радиуса для модели (Spohn et al., 1988), модифицированной с учетом пропорционального роста, зависящего от переохлаждения.

Здесь скорость роста на основном этапе почти линейно возрастает в зависимости от радиуса. После она резко падает, и только небольшая кайма нарастает с низкой скоростью. В этом случае в зональности стоит ожидать бедное несовместимыми элементами (с кинетическим захватом) ядро, близкую к краю обогащенную зону и потом относительно тонкую обедненную кайму. В то же время существенная часть общей кристаллической массы в системе образуется именно на последнем этапе. В рамках настоящей работы данные по зональности фосфора в оливине для пород с простым логлинейным CSD получены не были, так как изучались только специфические случаи (бимодальное CSD, проявления скелетного роста, растворение-доращение с образованием логнормального CSD). Однако можно сделать предположение, что наблюдаемая кайма обогащения железом в нефелине горизонта II-5 (рис. 51 д,е) может носить кинетическую природу и быть следствием описанного процесса.

Также важно явление дисперсии скорости роста, которое можно объяснить, в том числе, торможением роста за счет примесей и явлением гистерезиса скорости роста или случайным количеством доступных для роста дислокаций (McDonald et al., 2019). Более универсальный эффект опять же опирается на диффузионное поле и обусловлен неодинаковым расстоянием между кристаллами. В скученном участке кристаллы истощают питающую среду интенсивнее, поэтому пересыщение для них падает сильнее, чем для одинокого кристалла окруженного большим объемом жидкости. Так как в природе, в случае взвешенной кристаллизации в магме, расстояние между кристаллами, очевидно, не одинаково и постоянно меняется, при диффузионном контроле роста, дисперсия, по всей видимости, будет проявляться. Однако ее следствием является скорее растягивание распределения, но не изменение формы. В случае отдельного кристалла дисперсия скорости роста может

выражаться в явлении осцилляторной зональности, без учета которой в модели, экспериментальная проверка затруднена.

Бимодальное CSD можно легко получить, задав скачок теплового потока в модифицированной с учетом пропорционального роста модели (Spohn et al., 1988) (рис. 63). Чем меньше скачок скорости отвода тепла, тем раньше (когда нуклеация только началась) его необходимо задать, чтобы получить отчетливо бимодальную популяцию. В рассматриваемом случае более поздний скачок скорости отвода тепла, достаточный для начала вторичной нуклеации, приведет к закалке, потому что в модели задано очень большое переохлаждение для начала нуклеации.

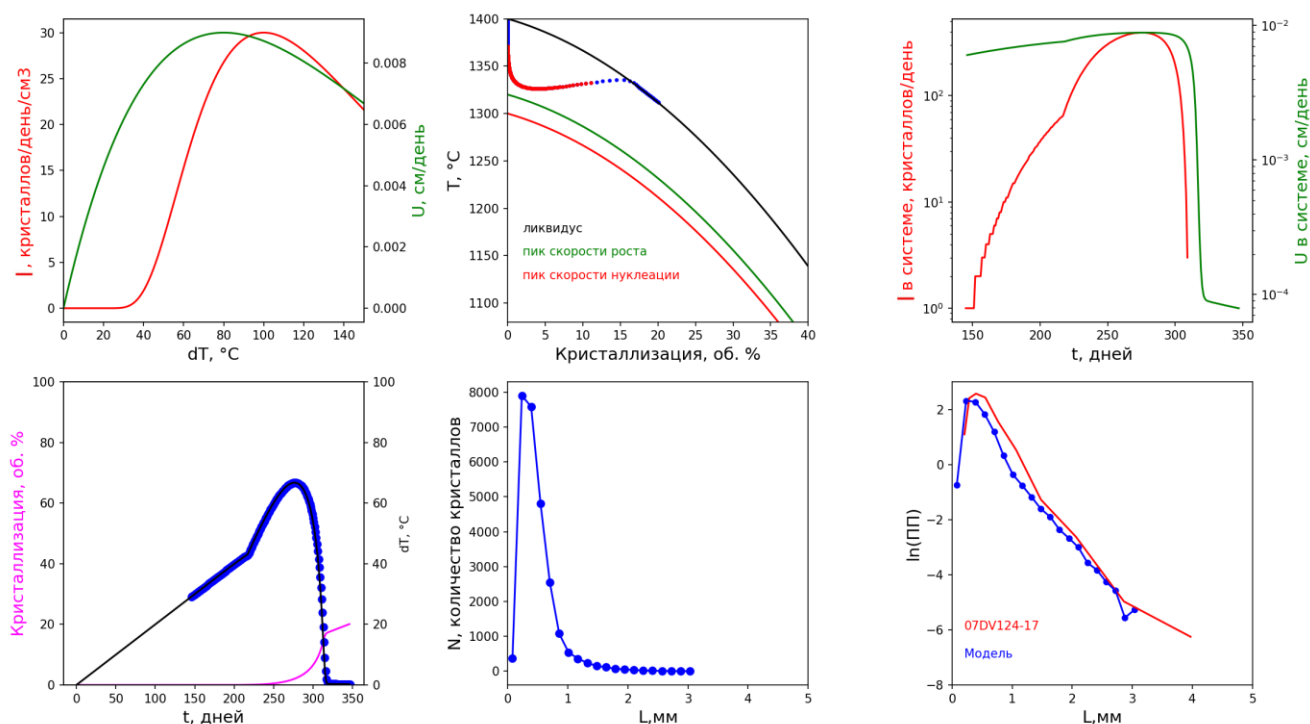


Рис. 63. Расчет модели (Spohn et al., 1988), модифицированной с учетом пропорционального роста зависящего от переохлаждения, при скачке теплового потока. CSD с признаками бимодальности как результат простого увеличения теплового потока в 3 раза на очень раннем этапе кристаллизации. Для сравнения дано бимодальное распределение оливина в дуните из Йоко-Довыренского массива (обр. 07DV124-17), где хвост в области больших размеров обусловлен редкими вытянутыми кристаллами со скелетными ядрами.

Можно подытожить, что интуитивная модель (Spohn et al., 1988) в оригинале не дает логлинейного CSD. Модель пропорционального роста сама по себе, примененная без модификации, тоже отказывается работать с тем, чтобы воспроизвести логлинейную функцию. Но учет всего одного дополнительного процесса сильно улучшает сходимость с экспериментальной ситуацией. При этом модель остается контролируемой на входе только тепловым потоком, а кинетические функции нуклеации и роста близки по форме к

экспериментальным. В описанном подходе существует два плавно сменяющих друг друга режима за счет того, что проявление пропорционального роста зависит от величины переохлаждения.

Заметим также, что эффективность перемешивания контролируется вязкостью расплава. Она, в свою очередь, связана с коэффициентами диффузии в расплаве. То есть увеличение эффекта перемешивания (при большей вязкости) сопряжено одновременно с разрастанием диффузионного слоя. К тому же диффузионный член входит в кинетическое уравнение для скорости роста. Это может приводить к образованию такого логлинейного стационарного распределения в условиях простого охлаждения вне зависимости от конкретных параметров кристаллизующейся системы.

5.1.2 Эффект скелетной кристаллизации при образовании специфического CSD

Скелетные и реберные кристаллы часто 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., 2012).

Наличие скелетных кристаллов в популяции осложняет интерпретацию CSD. Для оливина в популяции могут появиться кристаллы сильно разного габитуса, как например, в экспериментах (Shea et al., 2019). Из наблюдений на массиве Рам и, вероятно, Джиньчуань, следует, что первично скелетная кристаллизация оливина может давать бимодальные и логлинейные CSD (рис. 8). В то же время приведенные в настоящей работе наблюдения в породах тела скважины М1 и Дунитовом блоке Мончеплутона свидетельствуют о распространении логлинейного CSD в условиях ранней скелетной кристаллизации, которая подтверждена фосфорной зональностью (рис. 34).

Образование логлинейного CSD на скелетном этапе роста должно не сильно отличаться от полногранного случая, по крайней мере, нет препятствий для сохранения зависимости скорости роста от размера. Если скелеты относительно изометричные и их ветви расположены плотно, когда скелетный рост остановится, они имеют шанс дорасти до изометричного кристалла без углублений, как это видно в кумулатах Дунитового блока. Преобразование CSD при зарастании может включать несколько сценариев, однако общим будет то, что мелкие кристаллы с небольшими углублениями зарастут раньше и начнут догонять в диаметре большие, которые все еще будут наращивать углубления и не будут увеличиваться в диаметре.

При отсутствии зависимости скорости роста от размера для выпуклых кристаллов, распределение по размерам может становиться более узким, так как мелкие кристаллы будут расти вполне быстро. Первично логлинейное CSD, вероятно, приобретет форму более похожую на бимодальную (рис. 7 з). В случае, если распределение скелетных кристаллов по размеру ближе к логнормальному, тогда при зарастании углублений оно будет стремиться вначале к логлинейной форме.

Если же скорость роста выпуклых кристаллов зависит от размера после зарастания, CSD будет эволюционировать иначе. Левый конец распределения почти не будет двигаться от мельчайших кристаллов из-за малой скорости роста, а правый, не будет двигаться, так как большие кристаллы не залечили полости. Таким образом, должно формироваться выпуклое вправо вверх CSD без левой нисходящей ветви (рис. 7 и). Минимальный и максимальный размер кристаллов при этом останутся неизменными. В зависимости от того, на каком этапе активная кристаллизация остановится, и кристаллы будут захоронены в осадок, могут наблюдаться промежуточные распределения (рис. 7 и), которые условно будут походить на бимодальные.

Если же скелетные кристаллы уже образовали осадок, то есть плотно контактируют друг с другом, первичное распределение вообще может существенно не поменяться.

В распределениях тела скв. М1 (рис. 23) вероятно видно преобразование части логлинейных распределений к форме похожей на логнормальную и промежуточную бимодальную за счет зарастания скелетов в условиях зависимости скорости роста от размера. В дунитовом блоке распределения сохранили логлинейную форму (рис. 29), возможно, за счет зарастания их в условиях медленного охлаждения в относительно плотном кристаллическом осадке. Лопарит из ловозерских уртитов содержит признаки залечивания полостей в зональности, то есть при формировании формы его распределений (рис. 53 а, б) тоже мог сказываться описанный эффект.

5.1.3. Кинетическое повышение коэффициента распределения для фосфора в оливине

Измеренные содержания P_2O_5 в оливине из Йоко-Довыренского и Мончегорского интрузивов составляют от 0,002 до 0.1 мас. %, что укладывается в диапазон данных для магматического оливина из базы GEOROCK и наблюдений для других расслоенных массивов (рис. 64). Для исходного Довыренского расплава ($\sim 1290^\circ\text{C}$) содержание P_2O_5 составляет около 0.14 мас. %, соответственно равновесная концентрация в оливине должна быть 0.007 мас. % ($K_d = 0.05$). Максимальное содержание P_2O_5 в оливине дунитов около 0.1 мас. % (рис. 64 б), то есть наблюдается повышение K_d в 14 раз.

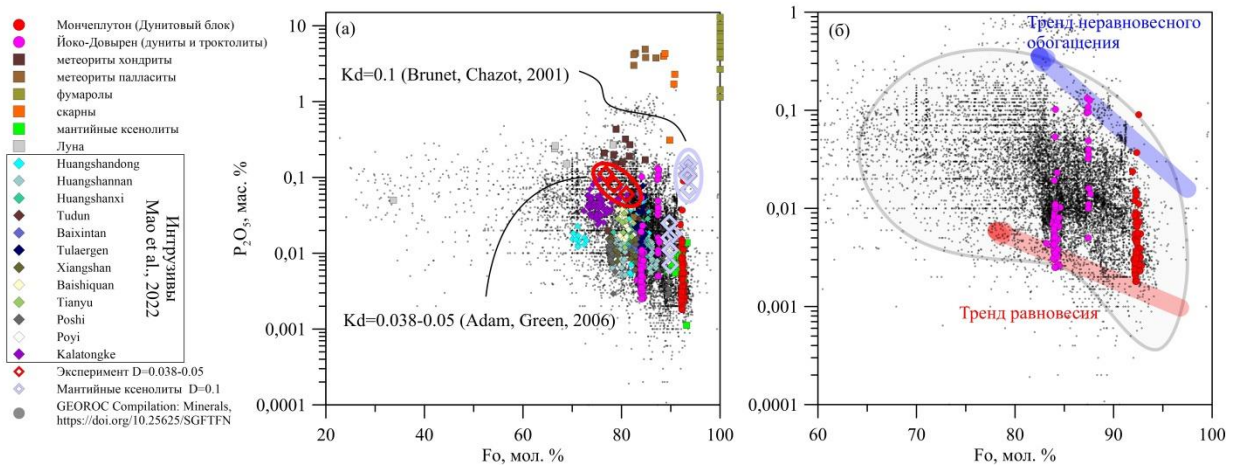


Рис. 64. Содержание фосфора в оливине в зависимости от содержания форстерита. а) *Нормальные содержания:* метеориты хондриты (McSant et al., 2016); мантийные ксенолиты – гранатовые лерцолиты и гарцбургиты, шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты (De Hoog et al., 2010); Луна (Демидова и др., 2018); ультрамафит-мафитовые интрузивы. *Высокие содержания:* метеориты палласиты (Buseck, Clark, 1984); фумарола Арсенатная (Shchipalkina et al., 2019); скарны (Agrell et al., 1998). Без разбивки по типам пород даны анализы из базы данных GEOROCK, где преобладают основные вулканиты, интрузивные и мантийные ультрамафиты. Выделены анализы оливина для двух работ с определением коэффициента распределения оливин-расплав. б) Отдельно анализы из настоящей работы на фоне данных GEOROCK.

Если бы повышение содержания контролировалось обогащением диффузионного слоя, это можно было бы описать моделью (Tiller et al., 1953), иногда называемой также моделью Бартон-Прима-Слихтера (Burton et al., 1953). К петрологической специфике ее адаптировали (Albarede, Bottinga, 1972), а в контексте неравновесного распределения фосфора в оливин применили (Maisonneuve et al., 2016). Общее решение одномерного уравнения имеет вид:

$$\frac{C_s^t}{C_0} = \frac{1}{2K} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{1}{2} \sqrt{\frac{Gx'}{D}} \right) + (2K - 1) e^{\left(-K(1-K) \sqrt{\frac{Gx'}{D}} \right)} \operatorname{erfc} \left(\frac{1}{2} (2K - 1) \sqrt{\frac{Gx'}{D}} \right) \right) \quad (34)$$

где C_s^t – концентрация примеси в кристалле, C_0 – равновесная концентрация примеси в кристалле, G – скорость роста, x' – половина толщины кристалла выросшего за время от начала кристаллизации, K – равновесный коэффициент распределения, D – коэффициент диффузии примеси в расплаве. Для стационарного случая решение имеет вид:

$$C_l = C_0 \left(1 + \frac{1-K}{K} e^{\left(-\frac{G}{D} x \right)} \right) \quad (35)$$

где C_l – концентрация примеси в расплаве, C_0 – концентрация в расплаве на большом удалении от кристалла, x – расстояние от границы кристалла.

Основной смысл модели в том, что в случае равновесного коэффициента распределения в стационарном режиме, концентрация несовместимого компонента в кристалле максимальна и равна концентрации в расплаве на удалении, и, наоборот, для совместимого компонента концентрация минимальна и тоже равна концентрации в расплаве, то есть кажущийся коэффициент распределения равняется 1.

Эта простая модель ничего не говорит о процессах, происходящих на поверхности кристалла, и рассматривает неравновесность процесса только в смысле поведения расплава. При таком подходе предполагается, что повышение коэффициента распределения как такового не происходит, просто в расплаве на границе с кристаллом устанавливается большая концентрация для несовместимого элемента и меньшая - для совместимого.

Равновесный коэффициент распределения (K_d) для фосфора в оливине составляет 0.038-0.1 (Brunet, Chazot, 2001; Adam, Green, 2006). Большее значение, вероятно, завышено, так как анализ проведен в мелкозернистом вторичном оливине из стекловатой матрицы подплавленных шпинелевых лерцолитов, и равновесность материала под вопросом.

Вслед за (Maisonneuve et al., 2016) возьмем модель Тиллера, примем 30 микрон за характерное расстояние роста с высокой скоростью (типичный размер обогащенных фосфором зон в оливине). Для оливина из Йоко-Довыренского массива при температуре 1290°C и коэффициенте диффузии фосфора в расплаве (входит в уравнение Тиллера), вычисленном по (Baker, 2008), необходимая скорость роста получается 10^{-3} см/с. Для дунитового блока содержание фосфора в исходном расплаве можно оценить по телу M1, где в контактовых породах содержится 0.06-0.04 мас. % P_2O_5 . Тогда в оливине в равновесии должно быть 0.003-0.002 мас. % P_2O_5 . Более-менее систематически измерено до 0,02 мас. % P_2O_5 в оливине (рис. 34, табл. 8). Повышение K_d в ~ 10 раз. При температуре 1500°C необходимая скорость роста получается $3 \cdot 10^{-3}$ см/с. В обоих случаях получены завышенные оценки скорости роста относительно максимальных экспериментальных значений (рис. 3) на 1-1.5 порядка. Можно подтвердить, что в условиях быстрого роста коэффициент распределения фосфора повышается относительно равновесного (Shea et al., 2019) и объяснить наблюдаемые концентрации только повышением содержания в диффузионном слое нельзя, что отмечали еще (Milman-Barris et al., 2008). Как отметили (Shea et al., 2019) коэффициент распределения достигает 0.9 при переохлаждении всего 25°C. Образование осцилляторной зональности в экспериментах (McCanta et al., 2008) тоже соответствовало увеличению K_d относительно равновесного в 10-15 раз.

Без построения физической модели повышенной адсорбции фосфора быстро растущей гранью оливина, количественно оценить скорость роста обогащенных участков пока нельзя. Можно только качественно судить об относительно ускоренной кристаллизации.

5.2 ВНЕДРЕНИЕ И ПЕРВИЧНАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

5.2.1. Доля интрателлурических популяций при образовании рассмотренных кумулатов

Существует представление о том, что магматические системы могут протягиваться через всю кору, и большую часть времени существуют в состоянии кристаллической каши или субсолидусных пород (Sparks et al. 2019). Для интрузивов, которые формировались относительно близко к поверхности (Йоко-Довырен, Ловозеро) источником магмы может являться такой подстилающий резервуар, а не мантия напрямую. Наблюдения, приведенные в настоящей работе, свидетельствуют, что для всех трех изученных интрузивов можно предполагать существование более глубокой магматической камеры или подводящей системы, в которой магма эволюционировала до внедрения и приводила к образованию интрателлурической популяции. Найти минимально измененную интрателлурическую популяцию можно только, если она накапливается в значительном объеме по отношению к поровому расплаву, когда фронт полной кристаллизации и фронт схватывания кристаллического каркаса (когда компакция останавливается) движется медленно, а компакция отжимает большую часть расплава. Следы интрателлурической популяции надо искать в кумулатах, находящихся выше реверсивной зоны данного разреза магматической камеры, ведь после закрытия системы происходит переуравновешивание расплава и накопленных кристаллов (Barnes, 1986), тем сильнее, чем больше осталось расплава в магматическом осадке.

Для Йоко-Довыренского интрузива аргумент в пользу существования интрателлурической популяции оливина виден в бимодальном CSD (рис. 12 б) в высокотемпературных магмах, с линии оливинового контроля F_{088} (рис. 15 а). Действительно, образование в них второй популяции возможно только в условиях существования первой. Максимальную долю и сохранность интрателлурической популяции можно предполагать в дунитах с логлинейным CSD (рис. 12 а), относящихся к низкотемпературной линии оливинового контроля F_{086} (рис. 15 а), где докристаллизация происходила менее интенсивно. Но в действительности пока не найдено способа оценки, какая доля кумулятивных кристаллов из пород выше зоны закалки формируется на докамерном этапе, а какая в изучаемой камере.

Оливин Дунитового блока (Мончеплутон) может иметь в какой-то степени интрателлурическую природу. Об этом говорит ясное наличие второй популяции (бимодальное CSD) в ксенолите горы Сопча (рис. 42 а), который во всем очень похож на породы дунитового блока, кроме распределения по размерам. Подводящая система типа M1, как показано моделированием кристаллизации, могла быть источником магмы для основной расслоенной части Мончегорского интрузива. Такая магма, скорее всего, не была свободна

от кристаллов. Подтверждение интрателлурической природы хотя бы части оливина из дунитов и гарцбургитов НКТ видно на карте фосфорной зональности оливина (рис. 39) из дунита с горы Травяной (обр. 18MP04-1). Здесь предполагаются признаки частичного растворения оливина (рис. 65 а) в условиях перитектической кристаллизации ортопироксена, и последующего дорастания оливина из-за ее отката (рис. 65 б). Такое дорастание можно объяснить, если учесть большой наклон dT/dP ортопироксена по сравнению с оливином и предположить процесс миграции магмы из более глубокой камеры в менее глубинную (рис. 65).

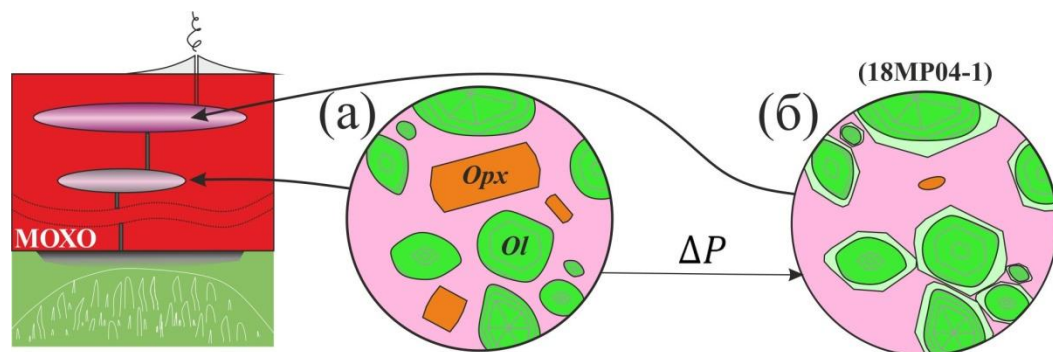


Рис. 65. Иллюстрация эффекта отката перитектической реакции $Ol + liq_1 = Orx + liq_2$: а. Перитектическое растворение оливина в глубокой камере, б. Дорастание оливина при откате перитектики из-за подъема магмы и сброса давления.

Интересна предшествующая история магмы, образовавшей дифференцированный комплекс Ловзерского массива. Здесь можно прийти к выводу, что в предыдущей камере была образована первая популяция нефелина, содержащая крупные включения эгирина (например, рис. 48, 49, 52). При адиабатическом подъеме, согласно термодинамическому моделированию, в объеме магмы могла происходить кристаллизация нефелина на фоне растворения калиевого полевого шпата и клинопироксена (рис. 58 б). Так образовалась вторая, более мелкозернистая, популяция нефелина, обогащенная железом и обычно не содержащая включений эгирина. Она почти полностью слагает горизонт II-5 (рис. 51). Чем больше в магме содержалось кристаллов нефелина первой популяции перед подъемом, тем менее интенсивно происходила нуклеация и рост второй популяции вплоть до ее почти полного отсутствия в горизонте I-4. В этом горизонте наблюдаются только реликты богатых железом кайм, выросших на первую популяцию нефелина (рис. 49). Первичное содержание нефелина могло быть неоднородно, так что в некоторых участках поднимающейся магмы, где кристаллов было мало, нуклеация происходила интенсивнее, чем в других. Следствием этого может быть неоднородность CSD и доля второй популяции в слое I-1 (рис. 46 а).

5.2.2. Роль кристаллизации в верхнем пограничном слое при образовании дунитов и троктолитов Йоко-Довыренского массива и дунитов Мончеплутона

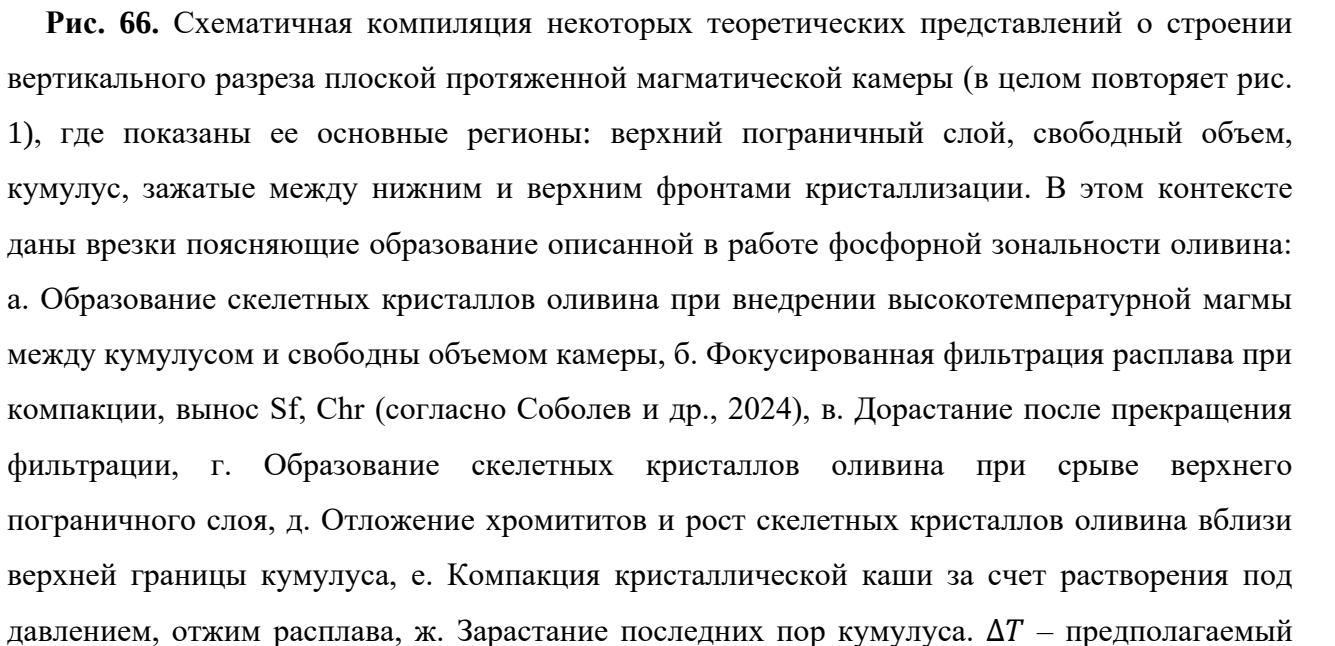
Несмотря на проблемы с оценкой доли интрателлурической популяции, не так важно, где образуются наблюдаемые кумулятивные кристаллы – в камере интрузива или более глубокой камере. Существует всего два варианта – кристаллизация при подъеме магмы по каналу или в камере, находящейся в данный момент в закрытом состоянии. В случае кристаллизации в камере, она наиболее интенсивно происходит у кровли в **верхнем пограничном слое**. Так как возможность термической конвекции в плоском слое (приближение камеры) определяется числом Релея, куда входит градиент ΔT между границами, при стабильном верхнем погранслое, градиент становится слишком мал, поэтому термальная конвекция может не происходить (Brandeis, Marsh, 1989), а слой будет неограниченно разрастаться вглубь камеры. В то же время, в маловязких расплавах пикритов и базальтов (вязкость 10-1000 Па с) ожидается нестабильное состояние пограничного слоя и осаждение кристаллов с кровли путем периодического отрыва суспензионных потоков (Brandeis, Jaupart, 1986; Трубицын, Харыбин, 1997; Симакин, Трубицын, 1998; Culha et al., 2020; Jaupart, Brandeis, 1986). На рисунке 1 они обозначены цифрой 7. Такие суспензии существенно быстрее, чем оседание отдельных кристаллов по закону Стокса. За счет разного содержания кристаллов по профилю погранслоя, его вязкость переменная. Увеличение плотности за счет увеличения доли кристаллов по направлению к контакту стабилизируется увеличением вязкости суспензии. По оценкам (Brandeis, Jaupart, 1986) периодически (10^2 - 10^4 с) нестабильный пограничный слой формируется при вязкости расплава не более 10^4 Па с. Нестабильность проявляется лишь в нижней части погранслоя, тогда как верхняя частично кристаллизованная область остается на месте.

Необходимость высокого температурного контраста для образования скелетных кристаллов оливина очевидна. Простейший путь его достижения – смешение магм. По мнению А.Г. Симакина (личное сообщение) это единственный путь достижения высокого переохлаждения в магматической камере. Только в этом процессе могут рождаться скелетные и осцилляторные формы зональности фенокристов. Однако, если такие кристаллы слагают практически всю породу, как предполагается для дунитов Дунитового блока, на основе наблюдений фосфорной зональности (рис. 34), смешение трудно привлечь для объяснения. Тем более признаки первичной гетерогенности по температуре в породах Дунитового блока отсутствуют (рис. 33 а).

Момент срыва неустойчивого горизонта может быть причиной установления высокого температурного контраста для образования скелетных кристаллов (рис. 66 г). Чем меньше вязкость расплава в погранслое, тем больший температурный контраст образуется при его

срыве (Brandeis, Jaupart, 1986). Этим можно объяснить отличие ядер оливина из тела М1 и Дунитового блока (рис. 34) от, например, дунитов Йоко-Довырена (рис. 13, 14), и проверить гипотезу простой физической оценкой.

Магма тела М1, оцененная геохимической термометрией, могла иметь температуру около 1500°C, и содержать до 20 мас.% MgO в расплаве. Для такого состава вязкость, согласно (Giordano et al., 2008), составляет 0.32 Па с. При том же подходе для начального состава довыренской магмы (Ariskin et al., 2018) с температурой 1290°C и содержанием 11 мас.% MgO в расплаве вязкость составляет 12.5 Па с. Согласно (Brandeis, Jaupart, 1986) температурный контраст при срыве нестабильного слоя для первого значения вязкости (0.32 Па с) может составлять 65°C, а для второго (12.5 Па с) 40°C. Сильно вытянутые кристаллы оливина, которые наблюдаются в Дунитовом блоке, как раз начинают расти с переохлаждения около 50°C (Donaldson, 1976). Таким образом, предположения о формировании скелетных ядер в оливине М1 и Дунитового блока в верхнем погранслое имеют право на жизнь.



высокий температурный градиент, σ – избыточный стресс в кристаллическом каркасе кумулуса, вызванный более высокой плотностью твердых фаз по отношению к поровому расплаву. В скобках даны номера изученных образцов, содержащих характерную зональность. Более сложная генетическая схема, учитывающая первичную гетерогенность кристаллической каши дунитов Йоко-Довыренского массива, дана в разделе 5.3.3.

Более наглядно роль верхнего пограничного слоя можно увидеть в строении троктолитов Йоко-Довырена. Важным обстоятельством является распространенность в большинстве образцов троктолитов кристаллов плагиоклаза с включениями и контрастным более кислым составом ядра (рис. 19). Вероятнее всего, они были сформированы у кровли камеры, где стоит ожидать флюидного насыщения, и вмешивались в популяцию, кристаллизованную ниже в камере. Суспензионные потоки, срывающиеся с кровли камеры, могли играть роль при формировании известной для троктолитов повсеместно распространенной косой слоистости, включающей лейкократовые и меланократовые участки пород (рис. 10г).

5.2.3. Роль периодического пополнения камеры в образовании дунитов и троктолитов Йоко-Довыренского массива и уртитов Ловозерского массива

Эволюция магматической системы в целом должна контролироваться поведением мантийного источника. Магмогенерация, с одной стороны, контролируется, например, скоростью конвективного подъема мантии, если плавление происходит в конвективной части в адиабатических условиях, либо кондуктивным прогревом литосферы, если плавится последняя за счет добавления тепла. Частичное плавление приводит к появлению двухфазной среды, состоящей из расплава и кристаллической матрицы. Анализ динамики таких регионов привел исследователей к выводу о важности такого явления, как компакция, которая приводит к появлению волн пористости (McKenzie, 1984) и фокусированной фильтрации (Connolly, Podladchikov, 2007). Они являются переходным этапом между движением расплава в пористой среде и движением его в трещинах и каналах, например, в виде диапиров (O'Neill, Spiegelman, 2010). Волновая суть массопереноса в источнике может обуславливать периодическое отделение порций сегрегированного расплава и пополнение магматических камер. Схемы, когда заполнение происходит последовательными несколько разделенными по времени импульсами близкой по составу магмы, были рассмотрены, например, (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.

Пополнение может происходить в разных режимах: магма может вмешиваться в основной объем с частичным (минглинг) или полным (миксинг) перемешиванием или почти не смешиваться. Последний случай ожидается при внедрении в камеру заметно более плотной и горячей магмы по сравнению с той, что находится в камере. Новая порция тогда должна растекаться по дну. Случай, когда в основании большого объема базальтовой магмы (MgO 10 мас.%) внедряется слой пикритовой магмы (MgO 18 мас.%) мощностью несколько метров, рассматривали (Huppert, Sparks, 1980). Над ним не идет кристаллизация из-за подогрева, но провоцируется конвекция, что обеспечивает постоянство верхней границы. Авторы рассчитали, что конвекция в обоих слоях будет продолжаться до тех пор, пока между ними не установится термическое равновесие. При мощности нижнего слоя несколько десятков метров это займет порядка нескольких месяцев или лет. Пока турбулентная конвекция продолжается, кристаллы в нижнем слое могут выступать маркерами внутри суспензии и не оседать в кумулус (Lavorel, Le Bars, 2009; Patočka et al., 2020).

Предполагается, что в Йоко-Довыренском массиве видны следы взаимодействия двух магм разной температуры. В образовании нижней реверсии и низов дунитового разреза участвовали магмы с температурой около 1190 и 1290°C (Ariskin et al., 2018) (подробнее раздел 2.2.4). В кумулатах с линии оливинового контроля F_{088} , образованных из более горячей магмы наблюдается в ряде случаев бимодальное CSD (рис. 12 б) и присутствие скелетного оливина (рис. 13 а, в). Более пологий участок бимодального распределения (крупные кристаллы) – это интрателлурическая популяция, доросшая в камере, а крутой участок (мелкие кристаллы) – это индивиды, зародившиеся и выросшие после внедрения. Пологий участок бимодального CSD близок или совпадает по наклону с логлинейным CSD. Это означает, что начало кристаллизации обоих типов кумулатов происходило при близком тепловом потоке, но только часть из них вошла в близкий контакт с холодной средой. Мелкая популяция составляет от 67 до 75% объема оливина бимодальных дунитов с линии F_{088} . Если учесть дорастание предшествующих кристаллов, и возможность механизма кристаллизации, когда скорость роста зависит от размера, в камере мог кристаллизоваться почти весь оливин, слагающий дуниты с бимодальным CSD. Можно предполагать, что внедрение горячих порций, при образовании дунитов происходило близко к сценарию (Huppert, Sparks, 1980), однако сохранность высокотемпературной линии оливинового контроля противоречит тому, что магма активно перемешивалась вплоть до полного установления термического равновесия. Это объясняется тем, что модель (Huppert, Sparks, 1980) не учитывает существования в магме кристаллов еще до внедрения. В случа дунитов Довырена, активная кристаллизация, видимо, происходила в ограниченной области верхнего контакта внедрившейся порции (рис. 66 а). Здесь тоже можно предполагать формирование

нестабильного погранслоя (см. рис. 1) как у кровли камеры с примерно постоянным во времени температурным градиентом. Время его существования должно определяться мощностью внедренного слоя и долей принесенного оливина. Дуниты с бимодальным CSD имеют подчиненное значение в разрезе, из чего можно заключить, что в основном высокотемпературные порции имели значительную долю интрателлурической популяции, которая достаточно быстро оседала, а горячий расплав в небольшом количестве накапливался над ней, где образовывалось бимодальное CSD и скелетный оливин. Более широко проявлены дуниты с таким CSD выше 480 м разреза. Здесь, вероятно, наблюдается слой мощность до нескольких десятков метров, целиком сложенный такими породами. Некоторые образцы здесь к тому же имеют еще более высокое содержание форстерита в оливине, до 88.5 и более. Данный слой, вероятно, был образован магмой с меньшей долей интрателлурического оливина, за счет чего все дуниты содержат бимодальные распределения оливина. Его кристаллизация происходила в верхнем пограничном слое внедренного слоя.

Согласно гипотезе (Ariskin et al., 2018), формирование троктолитов происходило в условиях подпитки камеры свежей магмой во время существования свободного объема в камере. Однако в случае данной части разреза, признаков, что новые порции могли внедряться между кумулусом и основным объемом, предыдущими исследованиями выявлено не было. Вероятно, камера на данном этапе содержала уже значительное количество взвешенных в основном объеме кристаллов, что приводило к отсутствию значительного контраста плотности между магмой внедрений и магмой камеры. В то же время по мере эволюции магмы в основном объеме камеры происходит усиление температурного контраста между подпитывающими порциями и основным объемом. Можно предполагать, что нижняя часть троктолитов имеет преимущественно логлинейное CSD оливина (рис. 18) и содержит в среднем меньше плагиоклаза за счет того, что температурный контраст поступающих магм с основным объемом был еще относительно небольшим. При формировании верхней части троктолитов, температурный контраст был больше, за счет чего можно наблюдать бимодальное CSD. Осцилляторные ядра (рис. 20) мелкой популяции оливина в троктолитах (что отвечает переохлаждениям 10-15°C) свидетельствуют о том, что определяющим фактором для ее формирования является увеличение переохлаждения. Ускорение охлаждения может быть сравнительно небольшим, потому что переохлаждение усиливается за счет эффекта котектики. В верхах троктолитов вблизи перехода к габброидной части, где повышается доля интерстициального клинопироксена, наблюдаются логлинейные CSD, которые в наиболее богатых оливином троктолитах практически параллельны логлинейным CSD из дунитов. Можно спекулировать, что причиной более

крупнозернистого оливина здесь является растворение-дарастание, но это требует дальнейших исследований. Более подробно данное явление обсуждается в разделе 5.3. Вопрос взаимодействия кристаллизации в верхнем пограничном слое с основным объемом камеры, куда могли происходить дополнительные внедрения, перемешивавшиеся с ним, остается открытым.

Для дифференцированного комплекса Ловозерского плутона тоже предполагается участие множественных внедрений (Femenias et al., 2005). Ситуация при этом отличается от Довыренской, потому что ритмы в Ловозере сильно варьируют по мощности и строению и содержат больше одной кумулятивной фазы. Отличается она и тем, что в некоторых случаях, например, в слое I-4 можно увидеть эффект сортировки в разнообразии CSD нефелина. Сортировка предполагалась для лопарита (Kogarko et al., 2002; Pakhomovsky et al., 2014). В горизонтах I-4 и II-4 в основании содержится более крупный лопарит, а вверх по разрезу средний размер его уменьшается. Эффект сортировки означает, что оседание во внедренном слое происходило уже не суспензиями, а дождиком.

5.3. КОМПАКЦИЯ И ФИЛЬТРАЦИЯ РАСПЛАВА, ОБРАЗОВАНИЕ АДКУМУЛАТОВ И ОКОНЧАТЕЛЬНОЕ ЗАТВЕРДЕВАНИЕ

5.3.1. Компакция – за и против, определение механизма

В результате прогрева вмещающей среды происходит замедление фронта кристаллизации и накопление кумулуса, в котором начинается **компакция** – самый медленный динамический процесс в камере. Компакцию делят на **механическую** – за счет перераспределения зерен каркаса, и **вязкую** – за счет деформации зерен или их растворения под давлением на границах.

Механическая компакция не должна приводить к деформации кристаллов, но она не может обеспечить полное удаление порового расплава. Следствием механической компакции считается часто наблюдаемая планарная ориентировка кристаллов плагиоклаза в низкопористых кумулатах. Кубическая плотнейшая упаковка шаров имеет объемную долю до 74 об. %. Однако она не достигается при случайной укладке, для которой характерно заполнение всего 64%. Распределение по размерам и многогранная форма тел, которые характерны для кристаллов кумулуса могут как понижать максимальную долю, так и повышать ее более чем до 90% (Bachmann, Huber, 2019). Так, максимальная упаковка двухосных эллипсоидов случайным образом дает 74 об. % и достигается при AR близком к 1.5 (Donev et al., 2004), что близко к параметрам магматического оливина.

Вязкая твердофазная деформация кристаллического агрегата называется крип. Разные виды крипа активизируются при разном значении температуры и избыточного давления (Чернышов, 2001) и следуют обобщающему степенному закону согласно (Gerya, 2019):

$$\dot{\gamma} = A_D h^m \sigma_d^n \exp \left(-\frac{E_a + V_a P}{RT} \right), \quad (36)$$

где $\dot{\gamma}$ – скорость деформации, σ_d – стресс, h – размер зерна, P – давление, A_D , n , m , E_a (энергия активации), V_a (объем активации) – экспериментальные коэффициенты. В случае диффузионного крипа (линейный закон), который зависит от размера зерен $n = 1$, $m < 0$; для дислокационного крипа (степенной закон или power law creep), который не зависит от зернистости $n > 1$, $m = 0$. Диффузионный крип называется крипом Набарро-Херинга при миграции вакансий внутри зерен, и крипом Коббла при миграции вакансий по границам зерен, последний происходит при относительно более низких температурах. Они характерны для высоких температур и малого стресса. Дислокационный крип характерен для более высоких значений девиаторного стресса. В частности, субзерновые границы оливина являются признаками деформаций по этому механизму, но надо отметить, что именно границы образуются уже после прекращения стрессового воздействия, за счет стремления кристаллической решетки к равновесному ненапряженному состоянию и скоплению дислокаций в плоскости в результате релаксации (Passchier, Trouw, 2005). Все механизмы крипа действуют одновременно и неоднородно для разных кристаллов, а эффективная вязкость складывается из двух составляющих:

$$\frac{1}{\eta_{eff}} = \frac{1}{\eta_{diff}} + \frac{1}{\eta_{disl}} \quad (37)$$

В присутствии поровой жидкости или расплава, как при компакции, диффузионный крип сопровождается растворением под давлением на контактах и осаждением в порах (pressure solution). Растворение под давлением в присутствии расплава близко к крипу Коббла с миграцией вакансий вдоль границ зерен (Tharp et al., 1998), но только на границах на удалении от пор. Процесс растворения под давлением как основной механизм компакции привлекает, например (Hunter, 1996, Connolly, Schmidt, 2022). Для плагиоклаза (Nicolas, Ildefonse, 1996) предполагают, что он проявляется в ходе течения внедряющейся магматической суспензии. Оценку времени образования адкумулатов на основе экспериментов в высокотемпературной центрифуге, где происходило растворение оливина под давлением, предложили (Schmidt et al., 2012):

$$t_{adcum} = \left(\frac{1.308 \cdot 10^{14}}{\frac{\varphi_{min}}{100.1487}} - 3.0561 \cdot 10^{10} \right) * \frac{d}{h_{cum} * \Delta \rho^{cryst-melt}} \quad (38)$$

Так, для зерен размером 1 мм при мощности кумулуса 10 м и разнице плотностей оливиновой матрицы и расплава 300 кг/м³, время компакции до пористости 5 % составляет

232 дня, для 100 метров кумулуса и вовсе 23 дня. То есть процесс в сравнении со временем остывания большого интрузивного тела практически мгновенный и контролируется в первую очередь мощностью накопленных кумулатов. Эту оценку скорости компакции можно использовать с осторожностью, скорее как верхнюю границу, так как она накладывает условия практической невозможности накопления толщ кумулатов более нескольких десятков метров, учитывая время и скорость остывания интрузива и отсюда среднюю скорость кристаллизации у верхнего фронта.

Скорость крипа зависит от растворимости матрицы в поровой жидкости (Pharr, Ashby, 1983), но для кристаллической каши растворимость полная, поэтому скорость в данном случае лимитируется скоростью диффузии компонентов матрицы в поровой жидкости, которая достаточно высока.

От модели компакции зависит характерный **масштаб зоны компакции** (McKenzie, 1984). Он выражается через вязкость жидкости μ , матрицы (ζ – валовая вязкость матрицы, η – сдвиговая вязкость (в простейшем случае равна ζ)) и проницаемость k_ϕ :

$$\delta_c = \left(\frac{\zeta + \frac{4}{3}\eta}{\mu} k_\phi \right)^{1/2} \quad (39)$$

При вязкой матрице и невязкой жидкости, например, песок и вода, масштаб зоны компакции очень велик, течение воды происходит без существенного сопротивления, а скорость компакции зависит только свойств матрицы. В зоне компакции профиль пористости не линейный, то есть большая часть кристаллической каши пребывает в состоянии относительно высокой пористости, а в основании она резко снижается.

Вязкая компакция при образовании кумулатов Скергаарда рассмотрена в модели (McKenzie, 2011). Мощность компактирующего слоя в стационарном режиме составляет около 370 м. При этом компакция считается почти до 0% пористости. Пористость в компактирующей толще меняется почти линейно от 0 до 50%, но ближе к основанию она падает все быстрее. Эффективная вязкость кристаллического каркаса, при которой модель наиболее хорошо воспроизводит распределение несовместимых элементов (которые в первом приближении являются мерой доли захваченного расплава) по разрезу Скергаарда, составляет 10^{17} Па*с. В расчетах компакции и одновременной кристаллизации у кровли для состава Бушвельдского комплекса по программе Iridium, основанной на комбинации уравнений МакКензи и алгоритма Melts, (Boorman et al., 2004) получили мощность зоны компакции порядка 300 м. В модели с термодинамическим ядром Melts (Tharp et al., 1998) адкумулаты в интрузиве Маскоккс при благоприятном температурном режиме формируются за счет только одной вязкой компакции, без дополнительных процессов. Однако, авторы

учитывали только кристаллизацию, но не переуравновешивание между поровым расплавом и матрицей.

В то же время некоторые исследователи считают вязкую компакцию не характерной для интрузивов. Если вязкая деформация кристаллов происходила бы по механизму дислокационного крипа, стоило ожидать сильного развития деформаций кристаллов кумулуса, чего обычно не наблюдается, не считая часто встречающихся малоугловых границ в оливине (Holness et al., 2017 а). Отрицается и сама возможность формирования мощной кристаллической каши. Так, на основе наблюдений двугранных углов (Holness et al., 2017 б, в) пришли к выводу, что мощность кристаллической каши в Бушвельде и Скергаарде на основном этапе кристаллизации составляла не более нескольких метров, что, по их мнению, недостаточно для начала компакции. Они предположили, что формирование адкумулатов обязано композиционной конвекции или образованию непосредственно на нижней границе свободной магмы. Растворение под давлением, как значимый процесс для компакции отрицает (Holness et al., 2019) и приводит как доказательство картину зональности плагиоклаза Скергаарда. Отрицание компакции приводит к сложностям с объяснением образования адкумулатов. На этом пути предполагают либо их образование прямо на поверхности кумулуса (Godel et al., 2013; Barnes, Williams, 2024), либо за счет композиционной конвекции в пористой среде (Tait et al., 1984). Возможность последней также определяется числом Релея, которое в данном случае сильно зависит от скорости диффузии в межзерновом расплаве и от проницаемости, поэтому трудно дать надежную оценку (Bachmann, Huber, 2019). Фокусировка потоков жидкости в пористой среде может способствовать увеличению эффективной проницаемости. Тогда композиционная конвекция теоретически может обеспечивать растворение в восходящих частях потока и кристаллизацию в нисходящих (Jaupart, Tait, 1995).

Все же аргументы (Holness et al., 2019) против процесса растворения под давлением кажутся недостаточными. Есть ряд причин считать, что это основной механизм деформации при компакции. Во-первых, вязкая компакция при этом происходит без существенной деформации внутри зерен. В модели, когда кристаллы не деформируются внутри, они неизбежно должны менять свою форму, то есть растворяться (McKenzie, 1984). В противном случае вязкость матрицы выражалась бы только сдвиговой компонентой (за счет трения кристаллов), а валовая вязкость, которая характеризует реакцию на коаксиальный стресс, была бы равна нулю. Растворение-осаждение термодинамически обосновано из-за неравного давления на кристаллический каркас и жидкость (Ярошевский, 2003), экспериментально подтверждено для оливина с расплавом (Schmidt et al., 2012).

Данное выше достаточно широкое введение по проблеме компакции сделано, чтобы подчеркнуть важность приведенных в настоящей работе наблюдений, которые подтверждают, что растворение под давлением должно быть главным механизмом компакции при низкой пористости ($<20\%$). Об этом говорят приведенные наблюдения фосфорной зональности в оливине из образца дунита 09DV501-59 (*ps* на рис. 13 а) и троктолита 16DV705-1 (*ps* на рис. 20 а, г). Особенность границ между зернами оливина, обозначенных как *ps*, состоит в том, что они срезают первичную осциляторную и скелетную зональность кристаллов (схема на рис. 66 е). Вероятно, видно также срезание границами зерен первичной зональности по титану (рис. 20 в). В то же время, в этих породах в оливине почти не развиты внутризерновые деформации, проявляющиеся в появлении субзерновых малоугловых границ (дислокационных стенок) (Лодиз, Паркер, 1974). В случае образования границ *ps* при совместном росте, стоит ожидать индукционный характер границ, когда они оказываются зубчатыми. Наблюдаемые границы, срезающие зональность, плавные. Если бы современные границы были продуктом переуравновешивания при высокотемпературном отжиге, индукционная граница могла бы быть запечатлена в картине фосфорной зональности, чего не наблюдается. В случае прирастания мелких зерен к большому (рис. 20 а) или гетерогенного зарождения на его поверхности, стоило бы ожидать одинаковую ориентировку границы и некоторой грани большого кристалла, но этого не наблюдается. Граница, по которой два мелких зерна соприкасаются с большим, имеет разную ориентировку для двух зерен, то есть автоэпитаксия или присоединение к грани уже имеющихся кристаллов путем нарастания исключены.

Для алюминия и титана в оливине скорость диффузии выше, чем для фосфора. Наличие дополнительной зональности по этим двум элементам в троктолитах (рис. 20) и ее отсутствие в дунитах свидетельствует о более короткой выдержке при высокой температуре для троктолитов. Это противоречит представлению, что образование адкумулатов в троктолитах связано с большей выдержкой в квазиизотермических условиях в центре интрузива. Напротив, большая степень компакции здесь вызвана скорее большей мощностью накопленной кристаллической каши и большей скоростью усадки вплоть до минимальных значений пористости, чем в дунитах.

Представленные ограниченные данные являются весьма необычными. В других работах по зональности оливина из интрузивов (Welsch et al., 2014; Xing et al., 2017; Mao et al. 2022; Xing et al. 2022; Xing et al. 2023) исследователи сосредоточились на более сложных породах, где история жизни оливина часто включает сильную резорбцию еще на этапе неплотного кумулула, или же зерна включены в рубашку фаз, имеющих с оливином реакционные взаимоотношения например, клинопироксена (Xing et al. 2022). К тому же в породах помимо

оливина и плагиоклаза в значительных количествах присутствуют пироксены, апатит или оксиды. На единственной карте распределения фосфора в оливине простого дунита из интрузива Абулангданг (Xing et al., 2017), где зерна плотно контактируют друг с другом, нельзя однозначно определить роль растворения под давлением.

Еще одним свидетельством является отличие CSD оливина в дунитах Дунитового блока от CSD пород тела скв. М1, которое заключается в уменьшении наклона в области малых зерен (рис. 30 а) в распределениях из адкумулятов дунитового блока, что согласуется с предположением (Higgins, 2002) об отражении растворения под давлением в CSD (рис. 7 в). При этом основное отличие пород заключается именно в пористости, которая в адкумулятах Дунитового блока стремится к нулю. Менее однозначные признаки встречаются в некоторых CSD оливина троктолитов Йоко-Довырена (рис. 18 б) и нефелина уртитов слоя II-5 Ловозера (стрелка на рис. 46 д).

Важная особенность растворения под давлением состоит в том, что оно потенциально может сопровождаться дальним транспортом растворенного компонента в расплаве, в пределе, выносом его фильтрующей жидкостью, если в системе есть подпитка или перераспределение энергии, например, за счет фокусировки фильтрации. То есть после растворения под давлением переотложение в порах может не происходить, если это не нужно из энергетического баланса.

5.3.2. Фильтрация расплава при компакссии

В случае, если происходит компакссия кристаллического осадка, она вызывает фильтрацию расплава вверх. При фильтрации нельзя пренебречь химическим взаимодействием минералов и поровой жидкости. Процесс такого взаимодействия называют магматическим метасоматозом. Например, причиной наблюдаемой картины распределения магнезиальности, никеля и хрома по разрезу ритмических циклов 4-7 интрузива Маскокк называли комбинацию эффекта от последовательных внедрений между кумулусом и камерой и последующим инфильтрационным процессом, который смещает первично резкие геохимические границы вверх (Irvine, 1980). В интрузиве Рам предполагается просачивание примитивного расплава из нового внедрения через вышележащий продвинутый кумулус (Leuthold et al. 2014) и его преобразование. На счет магматического метасоматоза относят участки (каналы фильтрации) дунитового состава в мантийных гарцбургитах (Batanova, Savelieva, 2009; Kimura, Sano 2012). Обзор следствий фильтрации неравновесного расплава, которые в том числе выражаются в характере формы зерен и границ (пересечение зональности и волнистые границы) для плагиоклаза и оливина в кумулатах СОХ представлен у (Boulanger, France 2023). Здесь же отмечается избыточное обогащение клинопироксена

титаном, а плагиоклаза редкими землями по сравнению с ожидаемым при нормальной фракционной кристаллизации. Т.е. эти минералы экстрагируют из фильтрующегося расплава часть редких элементов.

Фильтрация при вязкой компакции в случае одномерной модели представляется в виде сплошного фронта (Boudreau 2003; Boudreau, Philpotts 2002; McKenzie 1984, 1987), в составе которого могут возникать волны пористости. Решение с волнами пористости в одномерном случае дает занижение потока фильтрующейся жидкости, которое исправляется при переходе к двумерным и трехмерным моделям (Connolly, Podladchikov 2007). В двух- и трехмерном варианте свойственна **фокусировка фильтрации**, при этом модели демонстрируют, что она происходит скорее по изометричным в сечении (условные трубы), нежели по анизометричным (условные трещины повышенной пористости) зонам (Connolly, Podladchikov, 2007). В модели, которая учитывает падение вязкости матрицы при декомпрессии (Connolly, Podladchikov 2007), трубообразные пути, по которым прошла однажды пористая волна, служат наиболее подходящим местом для следующих порций, что обуславливает образование в одном месте относительно устойчивых промываемых множеством раз участков и их отсутствие в другом месте.

Волны пористости возникают в первую очередь потому, что имеет место нелинейная зависимость проницаемости от пористости. Согласно (Connolly, Podladchikov, 2013) кубическая зависимость проницаемости от пористости справедлива только для малых значений пористости и имеет вид:

$$k = k_0 \left(\frac{\varphi}{\varphi_0} \right)^{n_\varphi} = c_\varphi \varphi^{n_\varphi}, \quad (40)$$

где k_0 – проницаемость при пористости φ_0 , которые соответственно трансформируются в константу c_φ , n_φ – степень, принимаемая равной 3.

Таким образом, фильтрация при низкой пористости (нижняя часть кумулуса) имеет тенденцию к фокусировке в виде волн пористости, особенно если имеет место подплавление, а при более высокой (верхняя часть кумулуса) вырождается в сплошной фронт, а волны пористости рассеиваются.

5.3.3. Компакция и фильтрация при образовании дунитов Йоко-Довыренского массива

Выше (раздел 5.2.3) обосновано предположение о первичной температурной и композиционной гетерогенности кристаллической каши рассмотренных дунитов Йоко-Довыренского массива. Во время компактизации такой каши может происходить попадание более высокотемпературного фильтрующегося расплава в матрицу более холодных и неравновесных по составу кристаллов. Это должно приводить к растворению

кристаллического каркаса оливина (схема на рис. 66 б). Среди дунитов действительно обнаружены образцы с логнормальным CSD (рис. 12 в), которое, как обосновано в главе 1, может формироваться за счет преимущественного растворения мелких зерен (Simakin et al., 2020). Это подтверждается на основании наблюдений фосфорной зональности оливина в таких породах, где видны следы растворения мелких кристаллов (**d** на рис. 14 а, в).

Фильтрацию можно предполагать фокусированной, потому как не участки дунитов с логнормальным распределением оливина встречаются в разрезе спорадически, возможно, пятнами и не могут быть отнесены к какому-то слою. В работе приведены данные только для нижней половины разреза дунитов, но на основе визуального просмотра шлифов можно сказать, что выше (еще 500 м разреза) породы на вид имеют сплошь логнормальные CSD и становятся все более грубозернистыми. Это происходит, видимо, потому, что чем выше рассматриваемый участок в кристаллической каше, тем больше при компакссии через него профильтровалось расплава, а участки фильтрации все сгущались.

Наращение бедной фосфором каймы происходит, видимо, после прекращения активной фильтрации при выравнивании температуры и состава порового расплава между областью фокусированной фильтрации и окружающим пассивным кумулюсом (рис. 66 в). Это объясняет, почему переохлаждение при дорастании каймы оказывается небольшим, а вот перегрев при фильтрации более значительным. В первом случае роль диффузии невелика и рост контролируется кинетикой, зато в результате фильтрации, то есть конвективного переноса расплава, степень неравновесности (перегрев) оказывается достаточной для включения диффузионного эффекта при растворении. Собственно говоря, карты зональности в данных образцах и были сделаны, чтобы подтвердить гипотезу, высказанную на основе формы CSD в (Соболев и др., 2024).

Геохимические признаки промывки неравновесным интерстициальным расплавом включают низкое содержание халькофилов и серы в дунитах с логнормальным CSD, что вызвано растворением несмесимого сульфида при промывке до момента достижения в расплаве концентрации SCSS (рис. 16 г-е). Мелкие капли сульфидного расплава в кристаллической каше заперты в порах, за счет разницы смачивающих свойств с силикатным расплавом (Mungall, Su, 2005). Поэтому снова мобилизовать сульфид можно только растворяя его в фильтрующемся расплаве. Вынос хромита тоже наблюдается, что видно на (рис. 16 б), а также появляется специфический геохимический сигнал по элементам платиновой группы (рис. 16 в). Обобщение предложенного сценария для формирования гетерогенной толщи дунитов Йоко-Довыренсокого массива можно рассмотреть на рисунке 67.

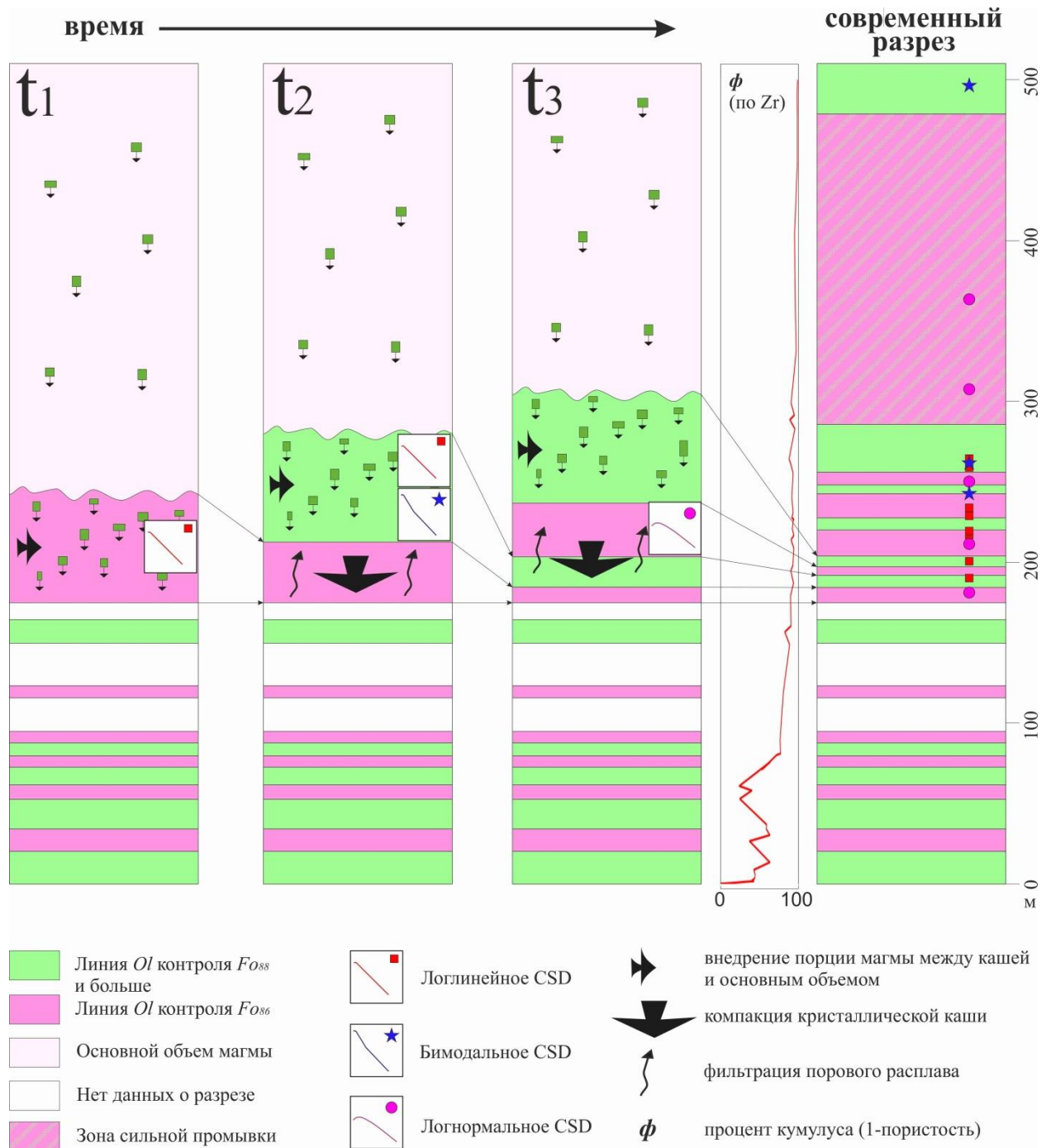


Рис. 67. Схематичный сценарий формирования нижней части разреза Йоко-Довыренского массива с образованием скрытой расслоенности и трех типов CSD оливина. Показано несколько этапов эволюции: t_1 – внедрение более холодной порции (Fo_{86}) магмы с линейным CSD между кристаллической кашей и бедным кристаллами основным объемом магмы в камере, когда компакция каши еще не началась; t_2 – Внедрение более горячей порции (Fo_{88}) с линейным 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 каше идет компакция, в холодных регионах каши на месте фильтрации горячего порового расплава происходит растворение оливина, хромита

и сульфидов. На финальном разрезе показано наблюдаемое количество оливина, рассчитанное, как обратное количеству Zr, и положение измеренных CSD трех типов. Расслоенность по Fo построена на основе геохимических данных по разрезу Большой-Центральный (Ariskin et al. 2018) с небольшими упрощениями.

5.3.4. Компакция и фильтрация при образовании дунитов и хромититов Дунитового блока Мончеплутона

Для нерудного интервала разреза Дунитового блока показано, что часть образцов по аналогии с дунитами Йоко-Довырена имеют признаки интенсивного растворения мелких кристаллов оливина, что видно в более пологом наклоне CSD (рис. 29 б) и в среднем более крупном размере зерен. При рассмотрении дунитов с более крутым CSD (рис. 29 а), отнесенным в работе к логлинейным, в них обнаруживаются признаки компакци с растворением под давлением. Можно предположить, что образование логнормальных распределений (рис. 29 б), как и в случае, описанном выше, вызвано фильтрацией неравновесного расплава. Так как в дунитах ДБ доля сульфидов не велика, и нельзя однозначно судить по имеющимся анализам, был ли его вынос, можно опереться на содержание хрома и алюминия, которые отражают количество хромита (рис. 33 б). Хорошо заметно, что породы с логнормальным CSD обеднены этими элементами. Также признаки частичного растворения хромита читаются при взгляде на отличие его распределений (рис. 31 а) в дунитах с логлинейным и логнормальным CSD оливина. При этом нельзя провести полную аналогию с ситуацией в дунитах Довырена, потому в Дунитовом блоке нет признаков первичной гетерогенности по температуре (рис. 33 а), а породы лежат примерно на одной линии оливинового контроля. Если отсутствие гетерогенности действительно первично, а не было замаскировано, то генерация неравновесного расплава должна происходить в самой каше во время фильтрации самопроизвольно. Это весьма интересный эффект, к нему вероятно имеет отношение повышение магнезиальности дунитов Дунитового блока по сравнению с породами тела скважины М1 (линии оливинового контроля Fo_{92} и Fo_{91} соответственно), то есть с первичной магмой. Вероятно, имеет значение преимущественное растворение при компакци оливина на контактах и в гораздо меньшей степени шпинели, что делает расплав недосыщенным шпинелидом. В керне участки более крупнозернистых дунитов (логнормальное CSD), обедненных хромитом, чередуются с участками нормальных (логлинейное CSD) в пределах метров и десятков сантиметров, что позволяет предположить и здесь некоторую неоднородную фокусированную фильтрацию. Именно фокусировка может способствовать перераспределению малого количества выделяющейся за счет деформации энергии, в более компактные области и способствовать выносу акцессорной фазы, не участвующей в растворении под давлением.

Уже дважды выше сделано предположение о наличии фокусировки фильтрации в пористой среде для дунитов Довырена и Дунитового блока Мончеплутона. В обоих случаях, масштаб фокусированных структур по имеющимся наблюдениям, видимо, составляет порядка метров и менее. Дадим оценку этого масштаба по простой формуле из (Connolly, Podladchikov, 2007) и значениям характерными для рассматриваемых пород. Поперечный масштаб фокусированных восходящих потоков δ согласно (Connolly, Podladchikov, 2007) составляет $\delta_c \sqrt{R}$, где R – отношение вязкости матрицы при декомпрессии и компактии ($\sim 10^{-6}$), а δ_c характерный масштаб компактии:

$$\delta = \left(\frac{\zeta + \frac{4}{3}\eta}{\mu} k_\phi R \right)^{1/2} \quad (41)$$

Вязкость матрицы возьмем 10^{15} Па с, проницаемость 10^{-9} м², вязкость расплава, как было оценено для мончегорской магмы 0,32 Па с, $R = 10^{-6}$, как у (Connolly, Podladchikov, 2007). Тогда получается значение $\delta = 2.7$ м, что неплохо согласуется с наблюдениями из настоящей работы по порядку величины. Они, конечно, не могут считаться полными, так как при исследованиях в распоряжении имелся фрагментарно опробованный разрез дунитов в Йоко-Довыренском массиве и керн скважины в Мончеплутоне. Для более уверенного описания взаимоотношений пород с разными типами CSD нужно использовать протяженное обнажение.

Наиболее изменчивым параметром в формуле выше является проницаемость. Масштаб фокусировки при высоких значениях проницаемости настолько велик, что она не происходит по сравнению с мощностью кумулуса, а при низких, он становится сравним с размером зерен, что тоже сводит фокусировку на нет. Таким образом, фокусировка в изучаемых породах является промежуточным режимом фильтрации.

В случае, если виден вынос некоторых фаз, то логично предположить, что они могут и отлагаться в вышележащей каше. Растворение первично накопленного несмесимого сульфида и вынос его наверх с образованием горизонтов повышенной минерализации предполагал еще Ирвайн (Irvine, 1980). Вслед за ним Георгий Николаев привлекает процессы инфильтрации порового расплава для мобилизации и перераспределения в кумулусе хромита (Николаев и др., 2020) и сульфидов (Николаев, 2021). Переотложения не наблюдается в случае довыренских дунитов, хотя его продуктом можно предполагать, например, «зону Конникова» в троктолитах (Арискин и др., 2020), но питать ее могли только сами троктолиты в силу характерной мощности кристаллической каши в первые сотни метров (McKenzie, 2011). В Мончеплутоне выше рассмотренных дунитов находится Сопчеозерское месторождение стратиформных хромититов. Как отмечено выше, фокусировка фильтрации свойственна скорее нижней части каши с малой пористостью, в то время как в вышележащих слоях фокусировка может рассеиваться. К тому же неравное давление на каркас и жидкость

нарушает условие химического равновесия, нежели в условиях одинакового давления (Ярошевский, 2003). Одинаковое давление на твердую и жидкую фазу достигается ближе к поверхности кумулуса. Здесь может происходить высаживание избыточной рудной фазы, как в поровом пространстве, так и на поверхности кумулуса, когда поры уже оказываются забиты. Это продуцирует бимодальное CSD хромита (рис. 31 б, в) с разной степенью развития малой популяции. Зональность по включениям в дунитах, обогащенных хромитом (рис. 32 б) дает дополнительный аргумент в пользу наличия двух интервалов кристаллизации хромита.

В случае образования мономинеральных слоев хромититов, в них, вероятно, в условиях продолжающейся фильтрации происходит укрупнение зерен. Однако конкретный механизм его установить сложно, в силу отсутствия зональности хромита. Включения иридомина на краях больших зерен хромита (рис. 32 г-е) только на границе с ойокристами оливина, содержащих мелкий хромит, вероятно дает основание считать, что наиболее крупный хромит маркирует участки наиболее долгоживущей проницаемой матрицы.

Отметим, что не только хромит ускоренно кристаллизуется и образует бимодальную популяцию, но и оливин, рассеянный в рудном пласте, имеет признаки быстрого роста, как в фосфорной зональности (рис. 35 а), так и в наиболее крутом CSD из всех мончегорских образцов (рис. 31 в). Ускоренная кристаллизация силикатной фазы при образовании стратиформных скоплений оксидов не уникальна для оливина. Например, для плагиоклаза магнетитовых слоев Бушвельда в некоторых частях рудных слоев характерна вытянутая форма кристаллов (Kruger, Latypov, 2022).

Хотя кристаллы оливина в хромититах часто вытянуты, характер зональности в них (рис. 35 а) сильно отличается от проявленной в образце М20-233.4 подстилающих дунитов (рис. 34 б, в, и) и образце дунита 09DV501-59 из Йоко-Довыренского массива (рис. 13 а, в) тоже с вытянутым оливином. В дунитах скелетные ядра обычно находятся вдоль оси кристалла, а в хромитите скелетный каркас оливина непосредственно прилегает матрице хромита, как в центральном зерне на (рис. 35 а), так и в захваченных этой картой частях соседних зерен. Скелетная природа оливина свидетельствует о высоком переохлаждении, вероятно до 70°C по (Jambon et al. 1992), но уверенной аналогии с продуктами известных экспериментов в данном случае сделать нельзя из-за специфической формы зональности. Вытянутый, и как выясняется, первично скелетный оливин, развит не во всех слоях толщи Сопчеозерского месторождения, где перемежаются преимущественно оливиновые породы и хромититы. Некоторые прослойки содержат длинные кристаллы оливина (до 1-2 см), которые отмечаются даже макроскопически, в то время как другие, наоборот состоят из относительно крупнозернистого более изометричного оливина. Такая периодическая скелетная

кристаллизация оливина, вероятно, может быть отнесена на счет поступления неравновесного, более горячего расплава, фильтрующегося из кристаллической каши наверх. Его контакт с расплавом основного объема продуцирует периодически большое переохлаждение. Он же обуславливает вынос хромита из глубоких горизонтов и отложение на поверхности кумулуса (рис. 66 д). Хотя конкретный механизм генерации неравновесного расплава пока не выяснен, высказывая данную гипотезу, мы развиваем модель (Николаев и др., 2020), когда происходит инфильтрационный перенос хромита из нижележащих слоев кристаллической каши при компакции и его отложение на некотором геохимическом барьере (в оригинальной работе, при смене литологии). В случае Сопчеозерского месторождения, геохимическим барьером, вероятно, являлась поверхность кристаллической каши.

5.3.5. Аналогия дунитов Йоко-Довыренского массива и Мончеплутона с дунитами Маунт Кит

В дунит-коматиитовом комплексе Маунт Кит (Godel et al., 2013) наблюдается картина, очень похожая на два случая, описанных выше. Рассмотренные авторами породы имеют очень низкую пористость и являются адкумулятами. В них тоже для более крупнозернистых участков кумулатов отмечено обеднение рассеянными сульфидами, содержание которых контролируется SCSS. Они же относительно обеднены хромитом. Менее крупнозернистые породы, напротив, обогащены сульфидом выше предела SCSS.

Оба типа пород тесно взаимосвязаны пространственно так, что в приполированном фрагменте керна протяженностью 18 см (см. Fig. 6 в Godel et al., 2013) среди мелкозернистой матрицы видны крупнозернистые участки. То есть масштаб фокусировки составляет первые десятки сантиметров. Дополнительное сходство Маунт Кит с Довыреном состоит в гетерогенности разреза по магнизальности валового состава пород $Mg\# = 91-94$. Можно констатировать, что процесс, приведший к образованию адкумулятов, проявленный в дунитах Маунт Кит, не преобразует неоднородное распределение сульфидной жидкости в кумулусе. Это наблюдение важно при рассуждениях о природе адкумулятов. Так как сделано предположение, что основным механизмом компакции является растворение под давлением, на последних стадиях компакции, когда фильтрация уже очень слаба, а фокусировка из-за низкой проницаемости не происходит, пространственное распределение сульфида и хромита, образовавшееся на более раннем этапе, не меняется.

5.3.6. Окончательное затвердевание

При движении в кумулсе вниз в сторону фронта полной кристаллизации пористость снижается нелинейно, чем ниже, тем быстрее (Mckenzie, 1984). В то же время, нарастает количество выделяемой механической энергии за счет деформации кристаллического

каркаса (Mckenzie, 1984). Доля этой энергии очень мала по сравнению с выделяемой теплотой кристаллизации. В то же время, при медленном движении фронта кристаллизации при небольшом тепловом потоке вниз, вероятно, выделяемое за счет деформации тепло на некотором относительно небольшом удалении от фронта затвердевания уравнивает теплоотвод вниз. Как только отвод тепла перевешивает выделение энергии за счет деформации, начинается кристаллизация (рис. 66 ж). Она в свою очередь должна резко повышать вязкость кристаллической матрицы, за счет чего компакция сразу останавливается на данном горизонте начала кристаллизации интерстициального расплава. При таком подходе, застание пор начинается скачком с большой скоростью.

Нельзя исключать быстрое застание пор, как реакцию на кинетическую задержку нуклеации пойкилитовых кристаллов плагиоклаза и пироксенов. Тогда явление аналогично описанному выше эффекту котектики. Сначала кристаллизация оливина происходит вдоль ликвидуса, а выход, например, пироксена задерживается. Как только начинается его нуклеация и быстрый рост, состав расплава возвращается обратно в сторону оливина, но температура находится ниже равновесной котектики. Траектория попадает в область, переохлажденную по оливину. Так как он находится в системе в избытке, нуклеация не требуется, а вот рост происходит сначала с высокой скоростью, постепенно замедляясь.

Проявление данного процесса, вероятно, видно в появлении обогащенных фосфором реликтов пор, замещенных оливином. Данные реликты отмечены нами в образцах из Йокондовыренского массива – дунит 09DV501-59 (*ре* на рис. 13 а, в) и троктолит 16DV705-1 (*ре* на рис. 20 ж) и образцах из Мончеплутона – дунит M20-233.4 (*ре* на рис. 34 и), дунит 18MP04-1 (*ре* на рис. 39 а). Зоны обогащения в сечении представляют треугольник. Его стороны (разные зерна) могут быть неодинаковы в плане зональности. Это объясняется тем, что у каждого зерна в сторону поры ориентированы разные грани, имеющие разную скорость роста. В одном или двух из трех зерен, ограничивающих пору, обогащение может быть не проявлено. При движении в зоне обогащения по наплавлению от центра зерна к замыканию поры обычно наблюдается постепенное убывание содержания фосфора, что обусловлено, видимо, уменьшением скорости роста. То есть после резкого начала по мере кристаллизации порового пространства, скорость валовой кристаллизации постепенно убывает. Треугольная обогащенная пора в образце 18MP04-1 (*ре* на рис. 39 а) отличается от остальных обратным направлением градиента – в сторону замыкания поры концентрация фосфора в оливине нарастает. При этом концентрация меняется не плавно, а скачками. Объяснение данного отличия может быть в том, что при кристаллизации интеркумulusа здесь участвует перитектическая реакция. Вначале, когда поровое пространство еще связно, кристаллизация оливина замедлена на фоне выделения ортопироксена. Когда связность нарушается, каждый

микрообъем порового пространства кристаллизуется, как закрытая система. В это время поры, ограниченные оливином, начинают зарастать быстрее.

Помимо обогащенных пор, расположенных в тройных стыках зерен, в образце дунита М20-233.4 обнаружены нерегулярные каймы слабого обогащения оливина фосфором (*be* на рис. 34 б, в, и). Можно предполагать, что они тоже являются реликтами порового пространства. Данный образец отличается от остальных тем, что на фоне очень низкого содержания интеркумulus основной фазой является только оливин. То есть поровое пространство здесь замещается почти только им, а плагиоклаз и пироксены, как в других породах, вклада не дают.

Залечивание впадины от кристалла шпинели в обр. М20-233.4 (рис. 34 б) можно отнести к вопросу об образовании залеченных заливов в скелетных кристаллах в силу того, что углубления на кристалле зарастают в первую очередь (Процессы реального кристаллообразования, 1977). Отличие состоит в том, что данная впадина была залечена уже после осаждения в кумулус, поэтому она постепенно переходит в кайму обогащения.

Заключение

Основные выводы работы, сделанные на основе представленных структурных и геохимических наблюдений и некоторых теоретических соображений, можно сформулировать следующим образом:

1. В ранних кумулатах Йоко-Довыренского, Мончегорского и Ловозерского расслоенных массивов установлены три типа распределения кристаллов по размеру: логлинейное, бимодальное и логнормальное. Логлинейное распределение является первично ростовым, образованным без резких ускорений охлаждения. Бимодальное распределение в большинстве случаев является признаком резкого ускорения охлаждения и дополнительной нуклеации, причинами которых могут быть контакт контрастных по температуре магм с разной степенью их смешения и адиабатическая декомпрессия.

2. Кумулаты ранних стадий формирования расслоенных серий включают интрателлурические кристаллы, которые привнесены магмой в камеру и могут в некоторых случаях слагать практически всю популяцию кумулуса. Для Довырена и Мончеплутона однозначно установлено присутствие интрателлурического оливина. В Ловозерском массиве нефелин всех изученных горизонтов, вероятно, также имеет в основном интрателлурическую природу, причем он делится на две популяции – образованную в промежуточной камере и кристаллизовавшуюся на стадиях подъема и интродуцирования магмы.

3. Для высокотемпературных пикритовых и коматиитовых магм начальный этап кристаллизации в камере после нуклеации в области зарождения кумулусных зерен происходит при достаточно высоких переохлаждениях до 60°C. Основная масса кристаллов оливина в фосфорной зональности имеет признаки скелетного, реберного или осцилляторного режимов роста. В некоторых случаях зарастание “скелетов” может преобразовывать первично логлинейное CSD в сторону кажущейся бимодальной или логнормальной формы. При этом в обоих случаях наклон относительно первичного CSD повышается, а его форма уже не может быть отнесена на счет ускорения кристаллизации или частичного растворения популяции.

4. Учитывая теоретические предпосылки для снижения энергетического барьера гомогенной нуклеации (раздел 1.2.1) и наблюдения признаков высоких переохлаждений на начальном этапе роста, можно предполагать, что гомогенная нуклеация (без затравки) может быть важным механизмом зарождения массы кристаллов, как в пограничном слое, так и в основном объеме камеры. Поэтому доступное количество затравок никак не влияет на интенсивность нуклеации в магме. При таком подходе возможно использование

модифицированной модели (Spohn et al., 1988) для объяснения образования популяций с логлинейным CSD. Предложенная модель рассматривает кристаллизацию в условиях гомогенной нуклеации, учитывает тепловой поток из системы, зависимость скорости роста от размера кристаллов при высоких переохлаждениях, а также вырождение этой зависимости вблизи ликвидуса, когда все кристаллы растут с одинаковой скоростью.

5. Компакция кумулятивной кристаллической “каши” происходит по механизму растворения под давлением и может сопровождаться образованием неравновесного с первичной кристаллической ассоциацией расплава, который при фильтрации сквозь вышележащие слои может выносить растворенные акцессории (сульфиды, хромит). Для оливина при этом происходит частичное растворение в фокусированном потоке расплава и в части случаев дорастание, что продуцирует логнормальное CSD. Этот механизм проявлен в CSD дунитов Йоко-Довыренского массива, Мончегорского массива и дунит-коматиитовом комплексе Маунт Кит в Западной Австралии. В случае Дунитового блока Мончеплутона, наряду с признаками выноса хромита наблюдаются свидетельства его последующего переотложения с образованием стратиформных хромититовых скоплений Сопчеозерского месторождения.

6. Прекращение компактизации кумулятов происходит резко - на некотором критическом для данного температурного поля значении пористости, в этот момент начинается быстрое зарастание межзерновых пор, фиксация порового расплава и, возможно, продуктов силикатно-сульфидной несмесимости. Быстрый рост оливина в порах обнаруживается по сильному обогащению этих участков фосфором.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А. Уникальные палеозойские интрузии Кольского полуострова / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты, 1994.
2. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Данюшевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С., МакНил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.
3. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базитовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
4. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Пшеницын И.В., Япаскурт В.О., Соболев С.Н. Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и эпг-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве // Геология и геофизика. 2020 т. 61, № 5–6, с. 748–773.
5. Арискин А.А., Николаев Г.С., Данюшевский Л.В. Фиорентини М., Кислов Е.В., Пшеницын И.В. Геохимические свидетельства фракционирования платиноидов иридиевой группы на ранних стадиях кристаллизации довыренских магм (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2018. № 5. С. 573–588.
6. Барков А.Ю., Никифоров А.А., Пахомовский Я.А., Савченко Е.Э. Новое проявление хромита-магнезиохромита и микровключений минералов Ni и ЭПГ в массиве г. Кумужей, Мончеплутон, Кольский п-ов // ВЕСТНИК ВГУ. СЕРИЯ: ГЕОЛОГИЯ. 2015. № 2. С. 63–67.
7. Брыксина Н.А., Шеплев В.С. Периодическая зональность при росте кальцита из водного раствора // Математическое моделирование. 1997. Т 9. № 6. С. 32–38.
8. Буссен И.В. Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива // Л.: Наука, 1972. 296 с.
9. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива // Наука. Москва. 1966. 398 стр.
10. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов (индивиды). М.: Наука. 1975. 339 с.
11. Демидова С.И., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф. Фосфорсодержащие оливины образцов “Луны-20”, их источники и возможные механизмы замещения фосфора в лунном оливине // Петрология. 2018. Т. 26. №. 3. С. 317–332.
12. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив // Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра. 1998. 265 с.
13. Козлова О.Г. Рост и морфология кристаллов. 3-е изд. М.: Изд-во Московского университета, 1980. 368 с.
14. Колмогоров, А. Н. К статистической теории кристаллизации металлов // Изв. АН СССР. Сер. Матем. 1937. Т. 1, вып. 3. С. 355–359.
15. Лавренчук А.В. Кумуляционно-компакиционная модель формирования расслоенных интрузий на примере Йоко-Довыренского массива // Тезисы докладов междунар. совещ. «Актуальные проблемы рудообразования и металлогении». 2006. Новосибирск. 268 с.
16. Лодиз Р., Паркер Р. Рост монокристаллов. Пер. с англ. под ред. А.А. Чернова, А.Н. Лобачева. М.: Мир, 1974. 545 с.

17. Маегов В.И. Богатые калием включения в плагиоклазе из габбро Йоко-Довыренского (Северное Прибайкалье) и Хабаровинского (Южный Урал) массивов: петрогенетическое значение, механизм образования // Доклады АН. 1995. Т. 345. №3. С. 367–371.
18. Николаев Г.С. Инфильтрация интеркумулусного расплава как механизм переноса сульфидного вещества (на примере малосульфидной минерализации Бураковско-Аганозерского плутона) // Геохимия. 2021. Т. 66, № 5. С. 425–435.
19. Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. SPINMELT-2.0: численное моделирование равновесия шпинелид–расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар: III. Влияние петрогенных компонентов расплава на растворимость хромшпинелида и возможный механизм образования хромититов // Геохимия. 2020. Т. 65. № 1. С. 3–13.
20. 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.
21. Процессы реального кристалло-образования, М.: Наука. Отв. ред. акад. Н.В. Белов. 1977. 236 с.
22. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение // Ред. Митрофанов Ф.П. и Смолькин В.Ф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Ч. 1. 177 с.
23. Рундквист Т.В., Мокрушин А.В., Базай А.В., Мирошникова Я.А., Припачкин П.В. Ксенолит хромитонесных дунитов из массива Сопча (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // ЗРМО. 2011. № 3.
24. Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Семенов С.В., Корнеев С.И. Мончегорский интрузив: реконструкция (состав исходной магмы, расплава, P-T состояние, мощность интрузива) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 2. С. 30–39.
25. Симакин А.Г. Моделирование фазовых переходов и массопереноса в магматических камерах / Автореф. дис. ...докт. физ.-матем. наук. Черногловка. 2005. 50 с.
26. Симакин А.Г. Ритмическая зональность в кристалле: простая количественная модель // Геохимия. 1983. № 12. С. 1720–1729.
27. Симакин А.Г., Трубицын В.П. Распределение по размерам и глубине для кристаллов, осаждающихся в застывающей магматической камере // Физика Земли. 1998. № 8. С. 30–37.
28. Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Баянова Т.Б., Серов П.А., Арискин А.А. Магмаподводящий палеоканал в Мончегорском рудном районе: геохимия, изотопный U-Pb и Sm-Nd анализ (Кольский регион, Россия) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 405–418. DOI: 10.31897/PMI.2022.48
29. Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В. Распределения кристаллов по размеру как ключ к эволюции протокумулуса в расслоенных массивах: эксперименты, расчеты и практика определения CSD // Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 649–665.
30. Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В. Три типа распределения кристаллов оливина по размеру в дунитах Йоко-Довыренского массива как сигналы различной истории их кристаллизации // Петрология. 2024. Т. 32. № 4. С. 509–526.
31. Сук Н.И., Котельников А.Р., Вирюс А.А. Кристаллизация лопарита в щелочных флюидно-магматических системах // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 569–588.

32. Трубицын В.П., Харыбин Е.В. Конвекция в магматических камерах, вызванная инверсией распределения по глубине осаждающихся кристаллов // Физика Земли. 1997. № 5. С. 47–52.
33. Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука. 1995. 239 с.
34. Френкель М. Я., Ярошевский А.А., Арискин А. А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука. 1988. 216 с.
35. Чашин В. В., Баянова Т. Б., Савченко Е. Э., Киселева Д. В., Серов П. А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 150–183.
36. Чернов А.А., Гиваргизов Е.И., Багдасаров Х.С., Кузнецов В.А., Демьянец Л.Н., Лобачев А.Н. Современная кристаллография Т. 3. Образование кристаллов. М.: Наука. 1980. 408 с.
37. Чернышов А.И. Ультрамафиты (платическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность): Учебное пособие. Томск: Чародей, 2001. 214 с.
38. Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, Сиб. Отд. 1976. 192 с.
39. Шубников А., Мокрушин С. Кристаллы салолы с кривыми гранями. Екатеринбург, Горный институт. 1921. 13 с.
40. Ярошевский А.А. Физико-химические принципы поведения магматической системы в гравитационном поле при малой доле расплава – сегрегация расплава и формирование кумулуса // Геохимия. 2003. №6. С. 670.
41. Abe T., Tsukamoto K., Sunagawa I. Nucleation, Growth and Stability of $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ Polymorphs // *Phys Chem Minerals*. 1991. V. 17. P. 473–484.
42. Adam J. Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 152. P. 1–17. doi: 10.1007/s00410-006-0085-4.
43. Agrell S.O., Charnley N.R., Chinner G.A. Phosphoran Olivine from Pine Canyon, Piute Co., Utah // *Mineralogical Magazine*. 1998. V. 62(2). P. 265–69.
44. Albarede F. Bottinga Y. Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lava // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. 1972. V. 36. P. 141–56.
45. Allegre C.J., Provost A., Jaupart C. Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth // *Nature*. 1981. V. 294. P. 223–228.
46. Annen C. From Plutons to Magma Chambers: Thermal Constraints on the Accumulation of Eruptible Silicic Magma in the Upper Crust // *Earth and Planetary Science Letters* 2009. V. 284 (3–4). P. 409–416. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.006>.
47. Annen C. Implications of Incremental Emplacement of Magma Bodies for Magma Differentiation, Thermal Aureole Dimensions and Plutonism-Volcanism Relationships // *Tectonophysics*. 2011. V. 500 (1–4). P. 3–10.
48. Annen C., Pichavant M., Bachmann O., Burgisser A. Conditions for the Growth of a Long-Lived Shallow Crustal Magma Chamber below Mount Pelee Volcano (Martinique, Lesser Antilles Arc) // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2008. V. 113 (7). P. 1–16.

49. Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Y., Goemann K., Feig S.T. Malyshev A.. 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, doi: 10.1016/j.lithos.2018.01.001.
50. Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Bychkov K.A., Nikolaev G.S. Intrusive Comagmat: From Simple Magma Differentiation Models to Complex Algorithms Simulating the Structure of Layered Intrusions. In: Kolotov, V.P., Bezaeva, N.S. (eds) *Advances in Geochemistry, Analytical Chemistry, and Planetary Sciences*. Springer, Cham. 2023b. https://doi.org/10.1007/978-3-031-09883-3_3
51. Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S., Fiorentini M.L., Gilbert S., Goemann K. Malyshev A.. 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.
52. Ariskin A.A., Tessalina S.G., Kostitsyn Y.A., Pshenitsyn I.V., Sobolev S.N., Nikolaev G.S. Kislov E.V. Re-Os Systematics in the Layered Rocks and Cu-Ni-PGE Sulfide Ores from the Dovyren Intrusive Complex in Southern Siberia, Russia: Implications for the Original Mantle Source and the Effects of Two-Stage Crustal Contamination // *Minerals*. 2023a. V. 13. P. 1356. doi: 10.3390/min13111356.
53. Bachmann O., Huber C.. The Inner Workings of Crustal Distillation Columns; The Physical Mechanisms and Rates Controlling Phase Separation in Silicic Magma Reservoirs // *Journal of Petrology*. 2019. V. 60 (1). P. 3–18.
54. Baker D.R., The fidelity of melt inclusions as records of melt composition // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 156 P. 377–395, doi: 10.1007/s00410-008-0291-3.
55. Barmina G.S., Ariskin A.A.. Estimation of Chemical and Phase Characteristics for the Initial Magma of the Kiglapait Troctolite Intrusion, Labrador, Canada // *Geochemistry International* 2002. V. 40(10) P. 972–983.
56. Barnes S.J. The Effect of Trapped Liquid Crystallization on Cumulus Mineral Compositions in Layered Intrusion // 1986. V. 93. P. 524–531.
57. Barnes S.J., Williams M., Postcumulus Processes Recorded in Whole-Rock Geochemistry: a Case Study from the Mirabela Layered Intrusion, Brazil // *Journal of Petrology*. 2024. V. 65. doi: 10.1093/petrology/egae019.
58. Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. Trace Element Analysis of Olivine: High Precision Analytical Method for JEOL JXA-8230 Electron Probe Microanalyser // *Chemical Geology*. 2015. V. 419. P. 149–157. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.10.042>.
59. Batanova V.G., Savelieva G.N. Melt Migration in the Mantle beneath Spreading Zones and Formation of Replacive Dunites: A Review // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. V. 50 (9). P. 763–778. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2009.08.008>.
60. Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., Ariskin A.A., Mochalov A.G., Sobolev A.V.. Crustal Evolution of Island-Arc Ultramafic Magma: Galmoenan Pyroxenite–Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia) // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. P. 1345–1366, doi: 10.1093/petrology/egi018.
61. Becker R., Döring W. Kinetische Behandlung der Keimbildung in übersättigten Dämpfen // *Annalen der Physik*. 1935. V. 416 (8). P.719–752.

62. Boesenberg J.S., Ebel D.S., Hewins R.H. An experimental study of phosphoran olivine and its significance in main group pallasites // *Lunar Planet Sci XXXV*. abstr #1366. 2004.
63. Boorman S., Boudreau A., Kruger F. J.. The Lower Zone-Critical Zone Transition of the Bushveld Complex: A Quantitative Textural Study // *Journal of Petrology*. 2004. V.45 (6). P. 1209–35.
64. Boudreau A. E. IRIDIUM - A Program to Model Reaction of Silicate Liquid Infiltrating a Porous Solid Assemblage // *Computers and Geosciences*. 2003. V. 29 (4). P. 423–429.
65. Boudreau A., Philpotts A. R.. Quantitative Modeling of Compaction in the Holyoke Flood Basalt Flow, Hartford Basin, Connecticut // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 144 (2). P. 176–184.
66. Boudreau A.E., McBirney A.R. The Skaergaard Layered Series. Part III. Non-dynamic layering // *Journal of Petrology*. 1997. V. 38(8). P. 1003–1020. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.8.1003>
67. Boulanger M., France L.. Cumulate Formation and Melt Extraction from Mush-Dominated Magma Reservoirs: The Melt Flush Process Exemplified at Mid-Ocean Ridges // *Journal of Petrology*. 2023. V. 64 (2). P. 1–20.
68. Bradshaw R. W., Adam J.R. Kent, Tepley F. J.. “Chemical Fingerprints and Residence Times of Olivine in the 1959 Kilauea Iki Eruption, Hawaii: Insights into Picrite Formation // *American Mineralogist*. 2018. V. 103 (11). P. 1812–1826.
69. Brandeis G., Jaupart C.. On the Interaction between Convection and Crystallization in Cooling Magma Chambers // *Earth and Planetary Science Letters*. 1986. V. 77 (3–4). P. 345–361.
70. Brandeis G., Marsh B. D.. The Convective Liquidus in a Solidifying Magma Chamber: A Fluid Dynamic Investigation // *Nature*. 1989. V. 339 (6226). P. 613–16.
71. Brunet F. Chazot, G. Partitioning of phosphorus between olivine, clinopyroxene and silicate glass in a spinel lherzolite xenolith from Yemen // *Chemical Geology*. 2001. V. 176. P. 51–72, doi: 10.1016/S0009-2541(00)00351-X.
72. Bukharev A., Budenny S., Lokhanova O., Belozarov B. and Zhukovskaya E. The Task of Instance Segmentation of Mineral Grains in Digital Images of Rock Samples (Thin Sections) // *International Conference on Artificial Intelligence Applications and Innovations (IC-AIAI)*, Nicosia, Cyprus, 2018. P. 18–23, doi: 10.1109/IC-AIAI.2018.8674449.
73. Burton J.A., Prim R.C., Slichter W.P. The Distribution of Solute in Crystals Grown from the Melt. Part I. Theoretical // *The Journal of Chemical Physics*. 1953. V. 21. P. 1987–1991.
74. Buseck P.R. Clark, J., Zaisho—a pallasite containing pyroxene and phosphoran olivine // *Mineralogical Magazine*. 1984. V. 48. P. 229–235, doi: 10.1180/minmag.1984.048.347.06.
75. 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 // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150 (1). P. 37–53.
76. Cashman K. V., Marsh B. D. Crystal Size Distribution (CSD) in Rocks and the Kinetics and Dynamics of Crystallization II: Makaopuhi Lava Lake // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99 (3). P. 292–305.
77. Cashman K.V., Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 113. P. 126–142, doi: 10.1007/bf00320836.

78. Colucci S., de' Michieli M. V., Landi P. CrystalMom: a new model for the evolution of crystal size distributions in magmas with the quadrature-based method of moments // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2017. V. 172. doi: 10.1007/s00410-017-1421-6.
79. Connolly J.A.D., Podladchikov Y.Y. Compaction-Driven Fluid Flow in Viscoelastic Rock // *Geodinamica Acta*. 1998. V. 11 (2–3). P. 55–84.
80. Connolly J.A.D., Podladchikov Y.Y. Decompaction Weakening and Channeling Instability in Ductile Porous Media: Implications for Asthenospheric Melt Segregation // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2007. V. 112(10) P. 1–15.
81. Connolly J.A.D., Podladchikov Y.Y. A Hydromechanical Model for Lower Crustal Fluid Flow In «Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock». 2013. P. 599–658.
82. Connolly J.A.D., Podladchikov Y.Y. An Analytical Solution for Solitary Porosity Waves: Dynamic Permeability and Fluidization of Nonlinear Viscous and Viscoplastic Rock // *Geofluids* 2015. V. 15 (1–2). P. 269–292.
83. Connolly J.A.D., Schmidt M.W. Viscosity of Crystal-Mushes and implications for Compaction-Driven fluid flow // *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. 2022. V. 127, doi: 10.1029/2022jb024743.
84. Culha C., Keller T., Suckale J. Evolution of thermal crystal zonations and their heterogeneity in crystal populations during magma cooling // *ESS Open Archive*. December 24, 2020. DOI: 10.1002/essoar.10505015.3
85. Da Silva, Muniz M., Holtz F., Namur O. Crystallization Experiments in Rhyolitic Systems: The Effect of Temperature Cycling and Starting Material on Crystal Size Distribution // *American Mineralogist*. 2017. V. 102 (11). P. 2284–2294.
86. De Hoog J.C.M., Gall L., Cornell, D.H.. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // *Chemical Geology*, 2010. V. 270. P. 196–215. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.11.017.
87. De Maisonneuve C.B., Costa F., Huber C., Vonlanthen P., Bachmann O., Dungan M.A., How do olivines record magmatic events? Insights from major and trace element zoning // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2016. 171. DOI: 10.1007/s00410-016-1264-6.
88. De Waal S.A., Xu Z., Li C., Mouri H. Emplacement of viscous mushes in the Jinchuan ultramafic intrusion, western China // *Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. P. 371–392.
89. De Yoreo J. J., Sommerdijk N. A.J.M., Dove P. M. Nucleation Pathways in Electrolyte Solutions in «New perspectives on mineral nucleation and growth», Springer International Publishing Switzerland. 2017. A.E.S. Van Driessche et al. (eds.), DOI 10.1007/978-3-319-45669-0_1
90. DeHoff R. T.A Geometrically General Theory of Diffusion Controlled Coarsening // *Acta Metallurgica Et Materialia*. 1991. V. 39 (10). P. 2349–2360.
91. Donaldson C.H. An Experimental Investigation of Olivine Morphology // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976.V. 57. P. 187–213.
92. Donaldson C.H. An experimental investigation of the delay in nucleation of olivine in Mafic Magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 69 (1). P. 21–32. <https://doi.org/10.1007/bf00375191>
93. Donev A. Cisse I., Sachs D , Variano E. A., Stillinger F. H., Connelly R , Torquato S., Chaikin P. M. . Improving the Density of Using Ellipsoids // *Science*. 2004. V. 303. P. 990–993, doi: 10.1126/science.1093010

94. Dowty E.. Crystal Growth and Nucleation Theory and the Numerical Simulation of Igneous Crystallization. Chapter 10 in «Physics of Magmatic Processes». 1980. P. 419–486.
95. Dufek J., Bergantz G.W. Suspended Load and Bed-Load Transport of Particle-Laden Gravity Currents: The Role of Particle-Bed Interaction // Theoretical and Computational Fluid Dynamics. 2007. V. 21 (2). P. 119–145.
96. Dunbar N.W., Jacobs G.K. Naney M.T. Crystallization processes in an artificial magma: variations in crystal shape, growth rate and composition with melt cooling history // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 120. P. 412–425. DOI: 10.1007/bf00306518.
97. Eberl D.D., Drits V.A., Środoń J. Deducing Growth Mechanisms for Minerals from the Shapes of Crystal Size Distributions // American Journal of Science. 1998. V. 298 (6). P. 499–533.
98. Eberl D.D., Kile D.E., Drits V.A. On geological interpretations of crystal size distributions: Constant vs. proportionate growth // American Mineralogist. 2002. V. 87. P. 1235–1241. DOI: 10.2138/am-2002-8-923.
99. Elders W.A., Friðleifsson G.Ó., Zierenberg R.A., Pope E.C., Mortensen A.K., Guðmundsson Á., Lowenstern J.B., Marks N.E., Owens L., Bird D.K., Reed M., Olsen N.J. Schiffman, P. Origin of a rhyolite that intruded a geothermal well while drilling at the Krafla volcano, Iceland // Geology, 2011. V. 39. P. 231–234. DOI: 10.1130/g31393.1.
100. Ersoy Ö., Nikogosian I.K., Van Bergen M.J. and Mason P.R.D., Phosphorous incorporation in olivine crystallized from potassium-rich magmas // Geochimica Et Cosmochimica Acta. 2019. V. 253, P. 63–83. DOI: 10.1016/j.gca.2019.03.012.
101. Faure F., Schiano P., Trolliard G., Nicollet C. Soulestin B. Textural evolution of polyhedral olivine experiencing rapid cooling rates // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2007. V.153. P. 405–416. DOI: 10.1007/s00410-006-0154-8.
102. Faure F., Trolliard G., Nicollet C. Montel J.-M., A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003.145. P. 251–263. DOI: 10.1007/s00410-003-0449-y.
103. Féménias O., Coussaert N., Brassinnes S. Demaiffe D.. Emplacement processes and cooling history of layered cyclic unit II-7 from the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia): Lithos. 2005. V. 83. P. 371–393. DOI: 10.1016/j.lithos.2005.03.012.
104. Fenn P. M. The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts // Canadian Min., 1977 V. 15. P. 135–161.
105. First E.C., Leonhardi T.C., Hammer J.E. Effects of Superheating Magnitude on Olivine Growth // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2020. V. 175 (13). P. 1–14. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1638-7>.
106. Frenkel J.I. Kinetic Theory of Liquids. Oxford University Press, Oxford. 1946. 502 p.
107. Gerya T. Introduction to Numerical Geodynamic Modelling. Cambridge University Press 2019. 470 p. doi. <https://doi.org/10.1017/9781316534243>
108. Ghiorso M.S., Sack R.O. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119 (2–3). P. 197–212.
109. Gibb F.G.F. Supercooling and the crystallization of plagioclase from a basaltic magma // Mineralogical. Magazine. 1974. V. 39. P. 641–653.

110. Giordano D., Russell J.K., Dingwell D.B. Viscosity of magmatic liquids: A model // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 271 (1–4). P. 123–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.038>.
111. Godel L.M., Barnes S.J., Barnes S.-J. Deposition Mechanisms of Magmatic Sulphide Liquids: Evidence from High-Resolution X-Ray Computed Tomography and Trace Element Chemistry of Komatiite-Hosted Disseminated Sulphides // *Journal of Petrology*. 2013. V. 54. P. 1455–1481. DOI: 10.1093/petrology/egt018.
112. Gordeychik B., Churikova T., Kronz A., Sundermeyer C., Simakin A., Wörner G. Growth of, and diffusion in, olivine in ultra-fast ascending basalt magmas from Shiveluch volcano // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. P. 1–15. DOI: 10.1038/s41598-018-30133-1.
113. Haase C.S., Chadam J., Feinn D., Ortoleva P. Oscillatory zoning in Plagioclase Feldspar // *Science*. 1980. V. 20. P. 272–274. DOI: 10.1126/science.209.4453.272.
114. Helz R.T. The Stillwater Complex, Montana: A Subvolcanic Magma Chamber? // *American Mineralogist*. 1995. V. 80 (11–12). P. 1343–1346.
115. Henderson P., Williams C.T., Variation in trace element partition (crystal/magma) as a function of crystal growth rate // *Physics and Chemistry of the Earth*. 1979. V. 11. P. 191–198. DOI: 10.1016/0079-1946(79)90021-1.
116. Hersum T.G., Marsh B.D. Igneous microstructures from kinetic models of crystallization. // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 154 (1–2). P. 34–47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.018>
117. Higgins M.D. 2000. Measurement of Crystal Size Distributions // *American Mineralogist* V. 85 (9). P. 1105–1116.
118. Higgins M.D. A Crystal Size-Distribution Study of the Kiglapait Layered Mafic Intrusion, Labrador, Canada: Evidence for Textural Coarsening // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 144 (3). P. 314–330.
119. Higgins M.D. Origin of Anorthosite by Textural Coarsening: Quantitative Measurements of a Natural Sequence of Textural Development // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39 (7). P. 1307–1323.
120. Higgins M.D. Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology. 2006. 265 p.
121. Hólmgeirsson S., Ingolfsson H., Eichelberger J., Pye S., Normann R., Kaldal G.S., Blankenship D., Mortensen A., Markússon S., Paulsson B., Karlsdóttir S., Wallevik S., Garðarsson S., Tester J., Lavallée Y.. Krafla magma testbed (KMT): Engineering challenges of drilling into magma and extracting its energy // *GRC Transactions*. 2018. 42. P. 2422–2434.
122. Holness M.B., Cawthorn R.G., Roberts, J. The thickness of the crystal mush on the floor of the Bushveld magma chamber // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2017. V. 172. DOI: 10.1007/s00410-017-1423-4.
123. Holness M.B., Stock M.J., Geist D. Magma chambers versus mush zones: constraining the architecture of sub-volcanic plumbing systems from microstructural analysis of crystalline enclaves // *Philosophical Transactions of the Royal Society a Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 2019. V. 377. P. 20180006, doi: 10.1098/rsta.2018.0006.
124. Holness M.B., Tegner C., Nielsen T.F.D., Charlier B. The thickness of the mushy layer on the floor of the Skaergaard magma chamber at apatite saturation // *Journal of Petrology*, 2017. V. 58. P. 909–932. DOI: 10.1093/petrology/egx040.

125. Holness M.B. The effect of crystallization time on plagioclase grain shape in dolerites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 168. DOI: 10.1007/s00410-014-1076-5.
126. Holness M.B., Vukmanovic Z., Mariani E., Assessing the Role of Compaction in the Formation of Adcumulates: a Microstructural Perspective // *Journal of Petrology*. 2017. V. 58. P. 643–673. DOI: 10.1093/petrology/egx037.
127. Holness M.B., Cheadle M.J., McKenzie D., On the Use of Changes in Dihedral Angle to Decode Late-stage Textural Evolution in Cumulates: *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. P. 1565–1583. DOI: 10.1093/petrology/egi026.
128. Holten T., Jamtveit B., Meakin P., Cortini M., Blundy J. & Austrheim H. Statistical characteristics and origin of oscillatory zoning in crystals // *American Mineralogist*. 1997. V. 82. P. 596–606.
129. 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 and Planetary Science Letters*. 1991a. V. 107 (3–4). P. 463–74.
130. Hort M., Spohn T. Numerical simulation of the crystallization of multicomponent melts in thin dikes or sills: 2. Effects of heterocatalytic nucleation and composition // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 1991b V. 96. P. 485–499. DOI: 10.1029/90jb01896.
131. Hoshida T., Obata M., Akatsuka T. Crystal Settling and Crystal Growth of Olivine in Magmatic Differentiation – The Murotomisaki Gabbroic Complex, Shikoku, Japan // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. 2006. V. 101 (5). P. 223–39.
132. Howarth G.H., Gross J. Diffusion-Controlled and Concentric Growth Zoning Revealed by Phosphorous in Olivine from Rapidly Ascending Kimberlite Magma, Benfontein, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 266. P. 292–306. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.08.006>.
133. 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.
134. Hunt E., O’Driscoll B., Daly J.S. Parental Magma Composition of the Syntectonic Dawros Peridotite Chromitites, NW Connemara, Ireland // *Geological Magazine*. 2012. V. 149 (4). P. 590–605.
135. Hunter R.H. Texture Development in Cumulate Rocks in «Layered intrusions». R.G. Cawthorn (editor). Elsevier Science. 1996.
136. Huppert H.E., R. Sparks S.J. The Fluid Dynamics of a Basaltic Magma Chamber Replenished by Influx of Hot, Dense Ultrabasic Magma // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1980. V. 75 (3). P. 279–89.
137. Huppert H.E., R. Sparks S.J. Melting the Roof of a Chamber Containing a Hot, Turbulently Convecting Fluid // *Journal of Fluid Mechanics* 1988. V. 188. P. 107–31.
138. Irvine T.N. Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox Intrusion and other layered intrusions. In: Hargraves RB (ed) *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, Princeton, NJ, United States. 1980. Pp. 325–384.
139. Jackson K.A. Mechanism of growth. In «Growth and Perfection of Crystals» R.H. Doremus, B.W. Roberts, D. Turnbull, eds., John Wiley and Sons. New York. 1958. 609 pp.
140. Jambon A., Lussiez P., Clocchiatti R., Weisz J., Hernandez J. Olivine growth rates in a tholeiitic basalt: An experimental study of melt inclusions in plagioclase // *Chemical Geology*. 1992. V. 96. P. 277–287. DOI: 10.1016/0009-2541(92)90059-e.

141. Jaupart C., Brandeis G. The Stagnant Bottom Layer of Convecting Magma Chambers // *Earth and Planetary Science Letters*. 1986. V. 80 (1–2). P. 183–99.
142. Jaupart C., Tait S. Dynamics of Differentiation in Magma Reservoirs to Gradients Developed at the Recent Work Has Focused on the Internal Structure // *Journal of Geophysical Research* 1995. V. 100 (B9). P. 615–17.
143. Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.-J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // *Economic Geology*. 2018. 113. P. 911–935. DOI: 10.5382/econgeo.2018.4576.
144. Kile D.E., Eberl D.D. On the origin of size-dependent and size-independent crystal growth: Influence of advection and diffusion // *American Mineralogist*. 2003. V. 88 (10). P. 1514–1521. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1014>
145. Kimura J.I., Sano S. Reactive Melt Flow as the Origin of Residual Mantle Lithologies and Basalt Chemistries in Mid-Ocean Ridges: Implications from the Red Hills Peridotite, New Zealand // *Journal of Petrology*. 2012. V. 53 (8). P. 1637–1671.
146. Kirkpatrick R. J. Crystal Growth from the Melt: A Review // *American Mineralogist*. 1975. V. 60. P. 798–814.
147. Kirkpatrick R.J. Kinetics of crystallization of igneous rocks. Chapter 8: Kinetics of Geochemical Processes. 1981. P. 321–398.
148. Kirkpatrick R.J. Towards a Kinetic Model for the Crystallization of Magma Bodies // *Journal of Geophysical Research*. 1976. V. 81 (14). P. 2565–2571.
149. Kirkpatrick R.J., Kuo L.-C., Melchior J., Crystal growth in incongruently-melting compositions: programmed cooling experiments with diopside // *American Mineralogist*. 1981. V. 66 (3–4). P. 223–241.
150. Kirkpatrick R.J., Robinson G.R., Hays J.F. Kinetics of crystal growth from silicate melts: Anorthite and diopside // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 1976. V. 81. P. 5715–5720. DOI: 10.1029/jb081i032p05715.
151. Kittl E. Experimentelle Untersuchungen über Kristallisationsgeschwindigkeit und Kristallisationsvermögen von Silikaten // *Z. Anorg. Chem.* 1912. V. 77. P. 335–364.
152. Kogarko L.N., Williams C., Woolley A. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 74. P. 1–24. <https://doi.org/10.1007/s710-002-8213-2>
153. Kruger W., Latypov R. Fossilized solidification fronts in the Bushveld Complex argue for liquid-dominated magmatic systems // *Nature Communications*, 2020. V. 11. DOI: 10.1038/s41467-020-16723-6.
154. Kuritani T. The Relative Roles of Boundary Layer Fractionation and Homogeneous Fractionation in Cooling Basaltic Magma Chambers // *Lithos*. 2009. V. 110 (1–4). P. 247–261. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2008.12.012>.
155. Lang S., Mollo S., France L., Misiti V., Nazzari, M. Kinetic partitioning of major-minor cations between olivine and Hawaiian tholeiitic basalt under variable undercooling and cooling rate conditions // *Chemical Geology*. 2021. V. 584. P. 120485. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2021.120485.
156. Latypov R. Basal Reversals in Mafic Sills and Layered Intrusions. In: «Layered Intrusions» Charlier B., Namur O., Latypov R., Tegner C. (eds). Springer Geology. Springer, Dordrecht. 2015. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1_6

157. Laumonier M., Laporte D., Faure F., Provost A., Schiano P., Ito K. An experimental study of dissolution and precipitation of forsterite in a thermal gradient: implications for cellular growth of olivine phenocrysts in basalt and melt inclusion formation // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2019. V. 174. DOI: 10.1007/s00410-019-1627-x.
158. Lavorel G., Le Bars M. Sedimentation of Particles in a Vigorously Convecting Fluid // *Physical Review E*. 2009. V. 80 (4). P. 1–8.
159. Leuthold J., Blundy J.D., Holness M.B., Sides R. Successive Episodes of Reactive Liquid Flow through a Layered Intrusion (Unit 9, Rum Eastern Layered Intrusion, Scotland) // *Contributions to Mineralogy and Petrology* 2014.V. 168 (1). P. 1–27.
160. Lifshitz I.M., Slyozov V.V. The Kinetics of Precipitation from Supersaturated Solid Solutions // *Journal of Physics and Chemistry of Solids*. 1961. V. 19 (1–2). P. 35–50.
161. Loomis T.P. Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1982. V. 81. P. 219–29.
162. Lutsko J.F. Novel Paradigms in Nonclassical Nucleation Theory in «New perspectives on mineral nucleation and growth», Springer International Publishing Switzerland. 2017. A.E.S. Van Driessche et al. (eds.). DOI 10.1007/978-3-319-45669-0_1
163. Maaløe S., Tumyr O., James D. Population density and zoning of olivine phenocrysts in tholeiites from Kauai, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1989. V. 101. P. 176–186. DOI: 10.1007/bf00375304.
164. 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 // *Geological Magazine*. 2010. V. 147 (3). P. 363–79.
165. Mallmann G., St C O'Neill H., Klemme S. Heterogeneous distribution of phosphorus in olivine from otherwise well-equilibrated spinel peridotite xenoliths and its implications for the mantle geochemistry of lithium // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2009. V. 158. P. 485–504. DOI: 10.1007/s00410-009-0393-6.
166. Manzini M., Bouvier A.-S., Baumgartner L., Müntener O., Rose-Koga E.F., Schiano P., Escrig, S., Meibom A., Shimizu N. Weekly to monthly time scale of melt inclusion entrapment prior to eruption recorded by phosphorus distribution in olivine from mid-ocean ridges // *Geology*. 2017. V. 45. P. 1059–1062, doi: 10.1130/g39463.1.
167. Mao Y.-J., Barnes S.J., Duan J., Qin K.-Z., Godel B.M., Jiao J. Morphology and particle size distribution of olivines and sulphides in the Jinchuan Ni–Cu sulphide deposit: Evidence for sulphide percolation in a crystal mush: *Journal of Petrology*. 2018. V 59 (9). P. 1701–1730. DOI: 10.1093/petrology/egy077.
168. Mao Y.-J., Barnes S.J., Qin K.-Z., Tang D., Martin L., Su B., Evans N.J. 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 // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2019. V. 174. DOI: 10.1007/s00410-019-1574-6.
169. Mao Y.-J., Schoneveld L., Barnes S.J., Williams M.J., Su B.-X., Ruprecht P., Evans N.J., Qin, K.-Z. Coupled Li-P Zoning and Trace Elements of Olivine from Magmatic Ni-Cu Deposits: Implications for Postcumulus Re-Equilibration in Olivine // *Journal of Petrology*. 2022. 63. DOI: 10.1093/petrology/egac018.

170. Marsh B.D. Crystal Size Distribution (CSD) in Rocks and the Kinetics and Dynamics of Crystallization – I. Theory // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99 (3). P. 277–291.
171. Marsh B.D. On the Interpretation of Crystal Size Distributions in Magmatic Systems // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39 (4). P. 553–99.
172. McCanta M.C., Beckett J.R., Stolper E.M. Correlations and Zoning Patterns of Phosphorus and Chromium in Olivine from H Chondrites and the LL Chondrite Semarkona // *Meteoritics and Planetary Science* 2016. V. 51 (3). P. 520–546.
173. McCanta M.C., Beckett E.M., Stolper J.R. Zonation of Phosphorus in Olivine: Dynamic Crystallization Experiments and a Study of Chondrule Olivine in Unequilibrated Ordinary Chondrites. *Lunar and Planetary Science*. 2008. 1(XXXIX): 1807.
174. McDonald M.A., Bommarius A.S., Grover M.A., Rousseau, R.W. Direct observation of growth rate dispersion in the enzymatic reactive crystallization of ampicillin // *Processes*. 2019. V. 7. P. 390. DOI: 10.3390/pr7060390.
175. McKenzie D.P. The Generation and Compaction of Partial Melts // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 713–765.
176. McKenzie D.P. The Compaction of Igneous and Sedimentary Rocks // *Journal of Geological Society* 1987. V. 144 (2). P. 299–307.
177. McKenzie D.P. Compaction and Crystallization in Magma Chambers: Towards a Model of the Skaergaard Intrusion // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52 (5). P. 905–930.
178. 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 and Planetary Science Letters*. 2008. V. 267 (1–2). P. 93–99.
179. Mikhailova J.A., Aksenov S.M., Pakhomovsky Y.A., Moine B.N., Dusséaux C., Vaitieva Y.A., Voronin M. Iron in Nepheline: Crystal Chemical Features and Petrological Applications // *Minerals*. 2022. V. 12 (10). P. 1257. <https://doi.org/10.3390/min12101257>
180. Mikhailova J.A., Pakhomovsky Y.A., Selivanova E.A., Kompanchenko A.A. Polyminerale Inclusions in Loparite-(Ce) from the Lovozero Alkaline Massif (Kola Peninsula, Russia): Hydrothermal Association in Miniature // *Minerals*. 2023. V. 13 (6). P. 715. <https://doi.org/10.3390/min13060715>
181. Mills R.D., Glazner A.F. Experimental Study on the Effects of Temperature Cycling on Coarsening of Plagioclase and Olivine in an Alkali Basalt // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 166 (1). P. 97–111.
182. Milman-Barris M.S., Beckett J.R., Baker M.B., Hofmann A.E., Morgan Z., Crowley M.R., Vielzeuf D., Stolper E. Zoning of phosphorus in igneous olivine // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. P. 739–765. DOI: 10.1007/s00410-007-0268-7.
183. Mitchell R. H., Chakhmouradian A. R. Compositional variation of loparite from the Lovozero alkaline complex, Russia // *The Canadian Mineralogist*. 1996. V. 34 (5). P. 977–990.
184. Morgan D.J., Jerram D.A. On Estimating Crystal Shape for Crystal Size Distribution Analysis // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 154 (1–2). P. 1–7.
185. Morse S.A., Kathleen M. Nolan. Origin of Strongly Reversed Rims on Plagioclase in Cumulates // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. V. 68. P. 485–498.
186. Mourey A.J., Shea T. Forming olivine phenocrysts in basalt: A 3D characterization of growth rates in laboratory experiments // *Frontiers in Earth Science*. 2019. V. 7. DOI: 10.3389/feart.2019.00300.

187. Müller A. Cathodoluminescence and characterisation of defect structures in quartz with applications to the study of granitic rocks. PhD thesis, Göttingen, 2000. 229 p.
188. 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 and Planetary Science Letters*. 2005. V. 234 (1–2). P. 135–149.
189. Mydlarz J., Jones A.G. On the Estimation of Size-Dependent Crystal Growth Rate Functions in MSMPR Crystallizers // *Chem. Eng. J.* 1993. V. 53. P. 125–135.
190. Mydlarz J.. An Exponential-Hyperbolic Crystal Growth Rate Model // *Crystal Research and Technology*. 1995. V. 30 (6). P. 747–761.
191. Nabelek P.I., Taylor L.A., Lofgren G.E. Nucleation and growth of plagioclase and the development of textures in a high-alumina basaltic melt // *Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf.* 1978. P. 725–741.
192. Ni H., Keppler H., Walte N., Schiavi F., Chen Y., Masotta M., Li Z. In situ observation of crystal growth in a basalt melt and the development of crystal size distribution in igneous rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 167. DOI: 10.1007/s00410-014-1003-9.
193. Nicolas A., Ildefonse B. Flow Mechanism and Viscosity in Basaltic Magma Chambers // *Geophysical Research Letters*. 1996. V. 23 (16). P. 2013–16.
194. O'Driscoll B., Donaldson C.H., Troll V.R., Jerram D.A., Emeleus C.H. An Origin for Harrisitic and Granular Olivine in the Rum Layered Suite, NW Scotland: a Crystal Size Distribution Study // *Journal of Petrology*, 2006. V. 48. P. 253–270. DOI: 10.1093/petrology/egl059.
195. O'Neill C., Spiegelman M. Formulations for Simulating the Multiscale Physics of Magma Ascent. In *Timescales of Magmatic Processes: From Core to Atmosphere*. Dosseto, Anthony, Turner, Simon P., & Van Orman, James A. (Eds.) Wiley-Blackwell, Chichester, West Sussex. 2010. P. 87–101.
196. Pakhomovsky Y.A., Ivanyuk G.Y., Yakovenchuk V.N. Loparite-(Ce) in rocks of the Lovozero layered complex at Mt. Karnasurt and Mt. Kedykvyrpakhk // *Geol. Ore Deposits*. 2014. V. 56. P. 685–698. <https://doi.org/10.1134/S1075701514080054>
197. Park Y., Hanson B. Experimental Investigation of Ostwald-Ripening Rates of Forsterite in the Haplobasaltic System // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1999. V. 90 (1–2). P. 103–113.
198. Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics* 2nd, Revised and Enlarged Edition. Springer 2005. 366 p.
199. Patočka V., Calzavarini E., Tosi N. Settling of inertial particles in turbulent Rayleigh-Bénard convection // *Physical Review Fluids*. 2020. V. 5. DOI: 10.1103/physrevfluids.5.114304.
200. Perugini D., Poli G., Valentini, L. Strange attractors in plagioclase oscillatory zoning: petrological implications // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 149. P. 482–497. DOI: 10.1007/s00410-005-0667-6.
201. Pharr G.M., Ashby M.F. On creep enhanced by a liquid phase // *Acta Metallurgica*. 1983. V. 31. P. 129–138. DOI: 10.1016/0001-6160(83)90072-x.
202. Prichard H.M., Barnes S.J., Godel B., Reddy S.M., Vukmanovic Z., Halfpenny A., Neary C.R., Fisher P.C. The structure of and origin of nodular chromite from the Troodos ophiolite, Cyprus, revealed using high-resolution X-ray computed tomography and electron backscatter diffraction: *Lithos*. 2015. V. 218–219. P. 87–98. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.01.013.

203. Pshenitsyn I.V., Ariskin A.A., Korost D.V., Sobolev S.N., Yapaskurt V.O., Nikolaev G.S., Kislov E.V. X-ray Computed Tomography of PGE-Rich Anorthosite from the Main Reef of the Yoko–Dovyren Layered Massif // *Minerals*. 2023. V. 13. P. 1307. DOI: 10.3390/min13101307.
204. Randolph A.D., Larson M.A. *Theory of Particulate Processes*, 2nd edn. New York: Academic Press. 1971. 251 pp.
205. 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
206. Resmini R.G. Modeling of crystal size distributions (CSDs) in sills // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2007. V. 161. P. 118–130. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2006.06.023.
207. Roach T.S., Roeder P.L., Hulbert L.J. Composition of chromite in the upper chromitite, Muskox layered intrusion, Northwest Territories // *The Canadian Mineralogist*. 1998. V. 36 (1). P. 117–135.
208. Salas P., Ruprecht P., Hernández L., Rabbia O. Out-of-sequence skeletal growth causing oscillatory zoning in arc olivines // *Nature Communications*. 2021. V. 12. DOI: 10.1038/s41467-021-24275-6.
209. Salisbury M.J., Bohron W.A., Clyne M.A., Ramos F.C., Hoskin P. 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 // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 1755–1780. DOI: 10.1093/petrology/egn045.
210. Schiano P., Provost A., Clocchiatti R., Faure F. Transcrystalline melt migration and Earth's mantle // *Science*. 2006. V. 314 (5801) P. 970–974. <https://doi.org/10.1126/science.1132485>.
211. 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. P. 963–966. DOI: 10.1130/g30087a.1.
212. Schmidt M.W., Forien M., Solferino G., Bagdassarov N. Settling and Compaction of Olivine in Basaltic Magmas: An Experimental Study on the Time Scales of Cumulate Formation // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 164 (6). P. 959–976.
213. Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Zubkova N.V., Koshlyakova N.N., Sidorov E.G. Natural forsterite strongly enriched by arsenic and phosphorus: chemistry, crystal structure, crystal morphology and zonation // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2019. V. 46. P. 889–898. DOI: 10.1007/s00269-019-01048-8.
214. Shea T., Hammer J.E., Hellebrand E., Mourey A.J., Costa F., First E.C., Lynn K.J., Melnik O. Phosphorus and Aluminum Zoning in Olivine: Contrasting Behavior of Two Nominally Incompatible Trace Elements // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2019. V. 174 (10). 24 p. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1618-y>
215. Shore M., Fowler A.D. Oscillatory Zoning in Minerals : A Common Phenomenon // *The Canadian Mineralogist*. 1996. V. 34. P. 1111–1126.
216. Sibley D.F., Vogel T.A., Walker B.M., Byerly G.R. The origin of oscillatory zoning in plagioclase; a diffusion and growth controlled model // *American Journal of Science*. 1976. V. 276. (3). P. 275–284. <https://doi.org/10.2475/ajs.276.3.275>
217. Simakin A.G., Bindeman I.N. Evolution of Crystal Sizes in the Series of Dissolution and Precipitation Events in Open Magma Systems // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 177 (4). P. 997–1010.

218. Simakin A.G., Bindeman I.N. Convective Melting and Water Behavior around Magmatic-Hydrothermal Convective Melting and Water Behavior around Magmatic-Hydrothermal Transition: Numerical Modeling with Application to Krafla Volcano, Iceland // *Journal of Petrology*. 2022.V. 63 (8). P. 1–22. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac074>
219. 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 // In: *Advances in Experimental and Genetic Mineralogy*. Springer. 2020. P. 97–120.
220. Sobolev N.V., Sobolev A.V., Tomilenko A.A., Kovyazin S.V., Batanova V.G. Kuz'min D.V. Paragenesis and complex zoning of olivine macrocrysts from unaltered kimberlite of the Udachnaya-East pipe, Yakutia: relationship with the kimberlite formation conditions and evolution // *Russian Geology and Geophysics*, 2015. V. 56. P. 260–279, doi: 10.1016/j.rgg.2015.01.019.
221. Sossi P.A., O'Neill H.S.C. Liquidus temperatures of komatiites and the effect of cooling rate on element partitioning between olivine and komatiitic melt // *Contrib Mineral Petrol*. 2016. V. 171. P. 49. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1260-x>
222. Sparks R.S.J., Annen C., Blundy J.D., Cashman K.V., Rust A.C., Jackson M.D. Formation and dynamics of magma reservoirs: *Philosophical Transactions of the Royal Society a Mathematical Physical and Engineering Sciences*. 2019.. V. 377. P. 20180019, doi: 10.1098/rsta.2018.0019.
223. Špillar V., Dolejš D. Calculation of Time-Dependent Nucleation and Growth Rates from Quantitative Textural Data: Inversion of Crystal Size Distribution // *Journal of Petrology*. 2013. V. 54 (5). P. 913–931.
224. Špillar V., Dolejš D. Kinetic Model of Nucleation and Growth in Silicate Melts: Implications for Igneous Textures and Their Quantitative Description // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. V. 131. P. 164–183.
225. Špillar V., Dolejš D. Heterogeneous nucleation as the predominant mode of crystallization in natural magmas: numerical model and implications for crystal–melt interaction // *Contrib Mineral Petrol*. 2015. V. 169. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1103-6>
226. Spohn T., Hort M., Fischer H. Numerical Simulation of the Crystallization of Multicomponent Melts in Thin Dikes or Sills. 1. The Liquidus Phase // *Journal of Geophysical Research*. 1988. V. 93 (B5). P. 4880–4894.
227. Sun G., Xu J. Harrowell P., The mechanism of the ultrafast crystal growth of pure metals from their melts // *Nature Materials*. 2018. V. 17. P. 881–886. <https://doi.org/10.1038/s41563-018-0174-6>
228. Sunagawa I. Natural crystallization // *Journal of Crystal Growth*. 1977. V. 42. P. 214–223.
229. Tait S.R., Huppert H.E., Sparks R.S.J. The Role of Compositional Convection in the Formation of Adcumulate Rocks // *Lithos*. 1984. V. 17 (C). P. 139–146.
230. Tarquini S., Favalli M. A Microscopic Information System (MIS) for Petrographic Analysis // *Computers and Geosciences*. 2010. V. 36 (5). P. 665–674
231. Teplow W.J., Marsh B.D., Hulen J., Spielman P., Kaleikini M., Fitch D.C., Rickard W. Dacite Melt at the Puna Geothermal Venture Wellfield, Big Island of Hawaii American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract id. V23A-2129
232. Tharp T.M., Loucks R.R., Sack R.O., Modeling compaction of olivine cumulates in the Muskox Intrusion // *American Journal of Science*. 1998. V. 298. P. 758–790. DOI: 10.2475/ajs.298.9.758.

233. Tiller W.A., Jackson K.A., Rutter J.W., Chalmers B. 1953. The redistribution of solute atoms during the solidification of metals // *Acta Metallurgica*. V. 1 P. 428–37.
234. Toramaru A. Model of Nucleation and Growth of Crystals in Cooling Magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991 V. 108(1–2) P. 106–17.
235. Toramaru A., Kichise T. A new model of crystallization in magmas: Impact of pre-exponential factor of crystal nucleation rate on cooling rate exponent and log-linear crystal size distribution // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2023 V. 128, e2023JB026481. <https://doi.org/10.1029/2023JB026481>
236. Torii H., Miura H. Oscillatory zoning of minerals as a fingerprint of impurity-mediated growth // *Sci Rep*. 2024. V. 14 13337. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-63722-4>
237. Tsune A., Toramaru A. A simple model of oscillatory zoning in magmatic plagioclase: Development of an isothermal undercooling model // *American Mineralogist*. 2007. V. 92 (7). P. 1071–1079. doi:10.2138/am.2007.2236
238. Volmer M., Weber A. Klimbildung in übersättigten gebilden // *Z. Phys. Chem.*, 1926. V. 119. P. 277–301.
239. Vona A., Romano C., Dingwell D.B., Giordano D. The rheology of crystal-bearing basaltic magmas from Stromboli and Etna // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75 P. 3214–3236. DOI: 10.1016/j.gca.2011.03.031
240. Wager L.R. Differing Powers of Crystal Nucleation as a Factor Producing Diversity in Layered Igneous Intrusions // *Geological Magazine*. 1959. V. 96 (1). P. 75–80. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756800059239>
241. Wang Y., Merino E. Dynamic Model of Oscillatory Zoning of Trace Elements in Calcite : Double Layer, Inhibition, and Self-Organization // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56. P. 587–596.
242. Welsch B., Faure F., Famin V., Baronnet A., Bachèlery P., Dendritic Crystallization: A Single Process for all the Textures of Olivine in Basalts? // *Journal of Petrology*. 2012. V. 54. P. 539–574. DOI: 10.1093/petrology/egs077.
243. Welsch B., Faure F., First E.C. Reappraising Crystallization Kinetics with Overgrowth Chronometry: An in Situ Study of Olivine Growth Velocities // *Journal of Petrology*. 2023. V. 64. (8). P. 1–29.
244. Welsch B., Hammer J., Hellebrand E. Phosphorus Zoning Reveals Dendritic Architecture of Olivine // *Geology*. 2014. V. 42 (10). P. 867–870.
245. Williams E., Boudreau A.E., Boorman S., Kruger F.J. Textures of Orthopyroxenites from the Burgersfort Bulge of the Eastern Bushveld Complex, Republic of South Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151 (4). P. 480–492.
246. Xing C.M., Wang C.Y., Charlier B., Namur O. Ubiquitous Dendritic Olivine Constructs Initial Crystal Framework of Mafic Magma Chamber // *Earth and Planetary Science Letters* 2022. V. 594. P. 117710. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117710>.
247. Xing C.M., Wang C.Y., Tan W. Disequilibrium Growth of Olivine in Mafic Magmas Revealed by Phosphorus Zoning Patterns of Olivine from Mafic–Ultramafic Intrusions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 479. P. 108–119. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.005>.
248. Xing C.M., Cao Y., Cryptic compositional variation of olivine between interlayered troctolite and net-textured Fe-Ti oxide ore in the Baima layered intrusion, SW China: Implications for the origin of banded Fe-Ti oxide ores // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2023. V. 255. 105783, doi: 10.1016/j.jseas.2023.105783.

249. Yao Z.S., Qin K.Z., Xue S.C. 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.
250. Zhang T.H., Liu X.Y., Multistep Crystal Nucleation: A Kinetic Study Based on Colloidal Crystallization // *The Journal of Physical Chemistry B*. 2007. V. 114 (29). P. 9720–9720 DOI: 10.1021/jp105302v
251. Zieg M.J., Marsh B.D. Crystal Size Distributions and Scaling Laws in the Quantification of Igneous Textures // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43 (1). P. 85–101.

Приложение 1. Функции CSD (Ol, Chr, Ne, Lop, Ap)

Таблица П1-1. Функции CSD оливина из дунитов Йоко-Довыренского массива.

<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>
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								

Таблица П1-2. Функции CSD оливина из троктолитов Йоко-Довыренского массива.

L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$
19DV941-3		07DV403-2		16DV705-1		07DV314-4		16DV706-1		13DV527	
2,06	-3,61	2,06	-3,43	3,97	-6,82	2,86	-6,26	3,28	-6,45	2,06	-3,96
1,48	-1,9	1,48	-1,56	2,86	-6,32	2,06	-3,32	2,24	-4,34	1,48	-2,07
1,065	0,08	1,065	-0,1	2,06	-4,92	1,48	-1,53	1,52	-3	1,065	-0,45
0,767	1,49	0,767	1,05	1,48	-1,97	1,065	0,34	1,038	-0,99	0,767	1,26
0,552	2,31	0,552	1,84	1,065	-0,12	0,767	1,33	0,707	0,98	0,552	2,49
0,397	2,6	0,397	2,42	0,767	0,99	0,552	2,35	0,482	2,59	0,397	3,31
0,286	2,88	0,286	2,12	0,552	2,46	0,397	2,95	0,328	3,54	0,286	3,83
0,206	2,81	0,206	2,21	0,397	3,5	0,286	3,38	0,224	4,32	0,206	3,75
0,148	1,13			0,286	4,24	0,206	3,07	0,152	4,15	0,148	2,67
				0,206	4,61			0,1038	2,29		
				0,148	4,37						
07DV144-1		16DV718-1		16DV720-1		16DV724-1		13DV537-2		13DV537-17a	
4,58	-7,81	2,24	-4,83	3,28	-6,61	1,52	-3,84	3,28	-5,41	3,99	-7,29
3,43	-6,61	1,52	-2,71	2,24	-4,49	1,038	-1,09	2,24	-3,75	2,52	-5,02
2,58	-4,5	1,038	-0,41	1,52	-1,8	0,707	0,9	1,52	-1,76	1,59	-2,21
1,93	-2,92	0,707	1,72	1,038	0,39	0,482	2,26	1,038	-0,13	1,002	-0,25
1,45	-1,54	0,482	3,31	0,707	1,83	0,328	3,13	0,707	0,99	0,632	0,99
1,086	0,09	0,328	4,11	0,482	2,66	0,224	2,84	0,482	2,03	0,399	1,84
0,815	1,37	0,224	4,19	0,328	3,18	0,152	2,44	0,328	2,62	0,252	1,63
0,611	2,45	0,152	3,68	0,224	2,84			0,224	2,65		
0,458	3,28							0,152	1,55		
0,343	3,75							0,1038	2,28		
0,258	3,95										
0,193	3,5										
0,145	2,71										
0,1086	0,2										
0,0815	2,35										
0,0611	3,24										
0,0458	4,73										
0,0343	5,16										
0,0258	5,6										
0,0193	6,47										
0,0145											
0,0109											
0,0081	9,06										
13DV537-17b		13DV537-30		13DV537-44		13DV537-49					
3,28	-6,04	2,24	-3,99	3,28	-5,15	3,28	-5,88				
2,24	-3,35	1,52	-1,95	2,24	-3,46	2,24	-3,34				
1,52	-1,52	1,038	-0,2	1,52	-1,32	1,52	-1,3				
1,038	0,07	0,707	1,18	1,038	0,2	1,038	0,15				
0,707	0,98	0,482	1,96	0,707	0,88	0,707	1,02				
0,482	1,74	0,328	2,4	0,482	1,62	0,482	2,02				
0,328	2,27	0,224	2,52	0,328	2,03	0,328	2,24				
0,224	1,22	0,152	0,62	0,224	1,06	0,224	1,73				
		0,1038	1,26								

Таблица П1-3. Функции CSD оливина из пород скважины М1.

L $\ln(III)$	L $\ln(III)$	L $\ln(III)$	L $\ln(III)$	L $\ln(III)$	L $\ln(III)$
М1-2061,2	М1-2096,7	М1-2102,5	М1-2112,6	М1-2130,5	М1-2140,0
4,82 -6,35	4,82 -7,73	7,07 -8,92	4,82 -6,45	4,82 -6,31	4,82 -7,76
3,28 -4,4	3,28 -4,2	4,82 -5,86	3,28 -4,1	3,28 -3,96	3,28 -4
2,24 -2,53	2,24 -2,65	3,28 -4,27	2,24 -2,44	2,24 -2,42	2,24 -2,58
1,52 -1,77	1,52 -1,53	2,24 -2,85	1,52 -1,43	1,52 -1,52	1,52 -1,32
1,038 -0,66	1,038 -1,16	1,52 -1,88	1,038 -1,19	1,038 -0,9	1,038 -0,64
0,707 -0,54	0,707 -0,14	1,038 -1,1	0,707 -0,88	0,707 -0,19	0,707 -0,63
0,482 -0,21	0,482 -0,15	0,707 -1,46	0,482 -1,2	0,482 -0,19	0,482 -1,18
0,328 -0,98	0,328 0,13	0,482 -2,43	0,328 -0,76	0,328 0,42	0,328 -0,49
0,224 -0,42		0,328 -2,1		0,224 0,44	0,224 -1,06
0,152 0,18					
М1-2167,3	М1-2189,0	М1-2196,5	М1-2216,2	М1-2223,7	М1-2239,0
3,97 -5,3	6,32 -8,18	5,52 -7,5	5,52 -7,36	6,11 -7,97	6,32 -7,9
2,86 -3,2	3,99 -5,34	3,97 -5,17	3,97 -5,49	4,58 -6,34	3,99 -5,51
2,06 -2,25	2,52 -2,97	2,86 -3,54	2,86 -3,31	3,43 -4,8	2,52 -2,89
1,48 -1,06	1,59 -1,72	2,06 -2,23	2,06 -2,02	2,58 -3	1,59 -1,41
1,065 -0,77	1,002 -1,45	1,48 -1,41	1,48 -1,31	1,93 -2,12	1,002 -0,7
0,767 -0,67	0,632 -0,84	1,065 -0,92	1,065 -0,57	1,45 -1	0,632 -1,26
0,552 -0,31	0,399 -0,42	0,767 -0,48	0,767 -0,46	1,086 -0,57	0,399 -1,28
0,397 -2,21	0,252 -0,97	0,552 -0,27	0,552 -0,46	0,815 0,09	
0,286 -1,82		0,397 -1,66		0,611 0,37	
				0,458 -0,15	
				0,343 -1,9	
М1-2247,2	М1-2269,5	М1-2285,5	М1-2294,5	М1-2302,0	М1-2314,0
3,99 -5,62	3,99 -5,8	3,97 -5,15	5,52 -7,66	4,82 -6,18	3,99 -5,35
2,52 -3,24	2,52 -2,81	2,86 -3,28	3,97 -5,23	3,28 -4,25	2,52 -2,88
1,59 -1,37	1,59 -1,35	2,06 -2,37	2,86 -3,5	2,24 -2,63	1,59 -1,57
1,002 -0,72	1,002 -0,52	1,48 -1,38	2,06 -2,1	1,52 -1,26	1,002 -0,58
0,632 -0,32	0,632 -0,09	1,065 -0,61	1,48 -1,23	1,038 -0,8	0,632 -0,7
0,399 -1,72	0,399 -1,6	0,767 -0,85	1,065 -0,5	0,707 -0,74	
		0,552 -2,13	0,767 -0,44	0,482 -1,18	
		0,397 -0,72	0,552 -1,44	0,328 -0,43	
			0,397 -3,79	0,224 -1,8	
			0,286 0,18		
М1-2318,8	М1-2339,3				
3,97 -5,36	3,99 -6,5				
2,86 -3,6	2,52 -3,27				
2,06 -2,2	1,59 -1,58				
1,48 -1,33	1,002 -0,51				
1,065 -0,57	0,632 -0,1				
0,767 -0,93	0,399 -1,36				
0,552 -0,12	0,252 -0,44				
0,397 -0,86	0,159 -1,56				
0,286 -0,25					
0,206 -3,83					

Таблица П1-4. Функции CSD оливина из пород скважины М20.

L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$
М20-150,4		М20-159,7		М20-161,5		М20-164,5		М20-169,5		М20-169,5 без кайм	
4,82	-7,01	4,82	-6,49	5,52	-8,36	5,52	-7,44	6,32	-9,2	3,99	-7,76
3,28	-3,67	3,28	-3,7	3,97	-5,23	3,97	-6,35	3,99	-7,22	2,52	-4,37
2,24	-1,93	2,24	-2,12	2,86	-3,4	2,86	-4,17	2,52	-3,87	1,59	-2,69
1,52	-1,73	1,52	-1,42	2,06	-1,84	2,06	-3,02	1,59	-2,12	1,002	-1,27
1,038	-1,74	1,038	-0,78	1,48	-0,98	1,48	-1,52	1,002	-1,3	0,632	-0,82
0,707	-1,69	0,707	-0,89	1,065	-0,45	1,065	-0,79	0,632	-0,95	0,399	-0,65
0,482	-1,55			0,767	-0,03	0,767	-0,61	0,399	-1,65	0,252	
0,328	-1,97			0,552	-0,54	0,552	-0,47			0,159	-1,31
0,224	-0,94					0,397	-4,86				
М20-170,7		М20-173,9		М20-195,9		М20-195,95		М20-233,2		М20-233,3	
3,97	-6,91	4,82	-6,52	7,67	-9,3	5,52	-7,26	4,82	-6,63	6,61	-7,96
2,86	-4,57	3,28	-4,04	5,52	-8,02	3,97	-4,42	3,28	-3,94	5,12	-5,59
2,06	-2,47	2,24	-1,84	3,97	-4,53	2,86	-2,93	2,24	-1,92	3,96	-4,15
1,48	-1,04	1,52	-1,32	2,86	-2,94	2,06	-1,95	1,52	-0,91	3,07	-3,51
1,065	-0,24	1,038	-1,15	2,06	-2,08	1,48	-1,27	1,038	-0,4	2,38	-2,77
0,767	0,59	0,707	-1,42	1,48	-1,46	1,065	-0,92	0,707	-0,17	1,84	-2,38
0,552	0,78			1,065	-0,85	0,767	-1,36	0,482	-0,95	1,42	-2,03
0,397	-0,48			0,767	-1,32	0,552	-2,15			1,103	-1,4
				0,552	-2,96	0,397	-1,61			0,854	-2,16
				0,397	-1,16	0,286	-0,96				
				0,286	-1,6						
М20-233,4		М20-250,7		М20-256,35		М20-256,4		М20-268,7			
6,32	-8,14	5,52	-8,41	8,15	-9,2	5,52	-8,45	6,32	-9,05		
3,99	-4,94	3,97	-5,05	6,11	-7,57	3,97	-5,02	3,99	-4,84		
2,52	-2,43	2,86	-3	4,58	-5,9	2,86	-3,11	2,52	-2,56		
1,59	-1,16	2,06	-1,83	3,43	-3,99	2,06	-1,74	1,59	-1,34		
1,002	-0,48	1,48	-0,89	2,58	-2,64	1,48	-0,78	1,002	-0,83		
0,632	-0,31	1,065	-0,38	1,93	-2,06	1,065	-0,54	0,632	-0,65		
0,399	-0,5	0,767	-0,45	1,45	-1,32	0,767	-0,17				
0,252	-1,27	0,552	-0,93	1,086	-0,85	0,552	-1,09				
0,159	-1,77	0,397	-3,37	0,815	-0,74	0,397	-2,28				
0,1002	-0,45	0,286	-0,88	0,611	-1,21						
		0,206	-1,63	0,458	-2,19						
				0,343	-2,48						
				0,258	-3,09						

Таблица П1-5. Функции CSD хромита из пород скважины М20.

L $ln(III)$	L $ln(III)$	L $ln(III)$	L $ln(III)$	L $ln(III)$	L $ln(III)$						
M20-150,4	M20-155,5	M20-159,7	M20-169,5_1	M20-169,5_2	M20-170,4						
0,385 0,263 0,179 0,122 0,083 0,0566 0,0385 0,0263	0,38 1,43 2,74 4,48 5,22 5,4 4,89 6,36	0,529 0,41 0,317 0,246 0,19 0,147 0,114 0,0882	-2,38 0,68 2,24 3,3 4,56 5,23 5,61 5,81	0,652 0,489 0,366 0,275 0,206 0,155 0,116 0,0869	-2,14 -0,23 1,72 2,97 4,04 5,05 5,94 6,23	0,441 0,318 0,229 0,165 0,118 0,0852 0,0613 0,0441	1,45 3,25 5,06 6,4 7,78 8,14 8,24 8,13	0,801 0,506 0,319 0,201 0,127 0,0801 0,0506	-1,38 1,6 3,62 5,94 7,7 8,62 8,78	1,65 1,18 0,852 0,613 0,441 0,318 0,229 0,165	-3,94 -2,25 0,99 2,29 2,82 2,65 3,67 4,24
		0,0683 0,0529 0,041 0,0317 0,0246	6,06 6,05 6,88 7,16 7,53	0,0652 0,0489 0,0366 0,0275 0,0206	6,05 5,71 5,68 6,85 7,34	0,0318	7,31			0,118 0,0852 0,0613 0,0441	4,83 5,41 5,52 4,56
				0,0155 0,0116	7,79 8,07						
M20-173,9	M20-195,9	M20-233,2	M20-250,7	M20-256,35							
0,652 0,489 0,366 0,275 0,206 0,155 0,116 0,0869 0,0652 0,0489 0,0366 0,0275 0,0206 0,0155 0,0116 0,0087 0,0065	-2,61 -0,37 1,34 2,75 3,62 4,89 5,7 5,93 6,04 6,03 6,11 3,4 6,19 7,37 8,88 7,04 8,49	0,489 0,366 0,275 0,206 0,155 0,116 0,0869 0,0652 0,0489 0,0366 0,0275 0,0206 0,0155 0,0116	-1,6 -0,53 0,73 1,83 3,08 4,27 5,15 5,67 6,23 6,18 5,76 6,78 7,94 9,24	0,529 0,41 0,317 0,246 0,19 0,147 0,114 0,0882 0,0683 0,0529 0,041 0,0317 0,0246 0,019 0,0147	-3,49 -0,51 0,81 2,21 3,16 3,51 4,34 4,89 5,84 6,56 7,47 8,02 8,24 8,35 9,27	0,529 0,41 0,317 0,246 0,19 0,147 0,114 0,0882 0,0683 0,0529 0,041 0,0317 0,0246 0,019 0,0147	-2,27 -0,34 0,92 1,68 2,69 3,61 4,14 4,92 5,72 6,47 7,25 7,99 8,37 8,65 9,85	0,613 0,441 0,318 0,229 0,165 0,118 0,0852 0,0613 0,0441 0,0318 0,0229 0,0165 0,0118	-3,15 -0,82 0,02 1,24 2,21 3,15 4,59 5,86 6,73 7,64 7,89 8,74 9,14		

Таблица П1-6. Функции CSD оливина из пород г. Травяная и ксенолитов.

L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$
18MP03-2-2		18MP03-5		18MP04-1		18MP04-5		18MP13-5 (к.с.)		18MP13-7 (к.с.)	
3,99	-6,23	3,99	-6,27	3,28	-4,98	3,99	-6,48	3,07	-5,63	3,28	-5,47
2,52	-2,99	2,52	-2,83	2,24	-2,23	2,52	-2,84	2,38	-3,3	2,24	-2,62
1,59	-1,36	1,59	-1,34	1,52	-0,97	1,59	-1,2	1,84	-1,71	1,52	-1,15
1,002	-1,09	1,002	-1,13	1,038	-0,51	1,002	-0,65	1,42	-0,83	1,038	-0,46
0,632	-1,1	0,632	-1,64	0,707	-0,71	0,632	-0,77	1,103	-0,44	0,707	-0,27
0,399	-2,35			0,482	-3,16	0,399	-1,83	0,854	-0,29	0,482	-0,14
								0,661	0,13	0,328	-3,27
								0,512	0,04	0,224	-0,67
								0,396	0,44		
ГСН1xyz (к.с.)		ГСН1xyz (к.с.)		23MP04-1 (к.с.)		23MP04-4 (к.с.)					
4,82	-7,44	7,07	-9,55	7,07	-8,94	7,07	-8,68				
3,28	-3,8	4,82	-5,75	4,82	-6,82	4,82	-6,33				
2,24	-2,52	3,28	-3,97	3,28	-4,67	3,28	-4,64				
1,52	-2,46	2,24	-3,31	2,24	-2,55	2,24	-2,74				
1,038	-3,11	1,52	-3,63	1,52	-0,7	1,52	-0,84				
0,707	-4,15	1,038	-4	1,038	0,41	1,038	0,43				
0,482	-2,57	0,707	-4,39	0,707	0,98	0,707	0,86				
		0,482	-2,95	0,482	1,32	0,482	0,9				
				0,328	-0,15	0,328	0,28				

Таблица П1-7. Функции CSD нефелина из пород Ловозерского массива.

L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$	L	$\ln(III)$
22LV106		22LV107		22LV108		22LV109		TTL11-2y		TTL11-3	
2,63	-6,04	2,63	-6,13	2,01	-5,4	1,79	-4,79	2,63	-4,99	2,63	-7,1
1,79	-3,42	1,79	-3,78	1,27	-1,49	1,22	-1,7	1,79	-3,29	1,79	-3,2
1,22	-1,21	1,22	-1,94	0,801	0,87	0,83	0,74	1,22	-1,24	1,22	-1,15
0,83	0,55	0,83	0,15	0,506	2,23	0,566	2,04	0,83	-0,32	0,83	0,04
0,566	1,54	0,566	1,89	0,319	2,68	0,385	2,96	0,566	0,51	0,566	1,38
0,385	2,35	0,385	3,5	0,201	1,83	0,263	3,27	0,385	1,22	0,385	2,36
0,263	2,94	0,263	4,06			0,179	2,16	0,263	1,36	0,263	2,72
0,179	2,68	0,179	3,91					0,179	0,24		
								0,122	1,15		
TTL11-5		TTL11-6		TTL11-8		22LV141		ЛВХП-1 в эгирине		ЛВХП-1 осн масса	
2,63	-6,22	2,29	-6,38	1,55	-4,24	2,29	-5,49	1,55	-4,28	3,18	-6,56
1,79	-3,21	1,65	-3,09	1,16	-1,74	1,65	-3,48	1,16	-2,65	2,29	-5,28
1,22	-1,29	1,18	-1,23	0,869	0,01	1,18	-1,34	0,869	-0,18	1,65	-3,34
0,83	0,2	0,852	-0,09	0,652	1,44	0,852	0,12	0,652	1,28	1,18	-1,41
0,566	1,63	0,613	1,39	0,489	1,96	0,613	0,77	0,489	2,05	0,852	0,14
0,385	2,4	0,441	2,21	0,366	1,73	0,441	1,65	0,366	2,56	0,613	1,4
0,263	1,91	0,318	1,91	0,275	1,04	0,318	1,93	0,275	2,49	0,441	2,02
		0,229	-1,13			0,229	2,18			0,318	1,95
										0,229	1,14
ЛВХП-1 все		22LV142		ЛВIV1-3		ЛВIV1-4		ЛВIV1-2		22LV126	
3,18	-7,25	3,85	-6,94	2,75	-6,09	2,29	-4,7	3,18	-6,46	2,75	-6,57
2,29	-5,97	2,63	-5,12	2,06	-3,28	1,65	-2,3	2,29	-4,74	2,06	-4,94
1,65	-3,78	1,79	-2,77	1,55	-2,13	1,18	-0,84	1,65	-2,65	1,55	-3,39
1,18	-1,89	1,22	-1,19	1,16	-0,71	0,852	0,33	1,18	-1,14	1,16	-1,63
0,852	0,04	0,83	0,27	0,869	0,32	0,613	1	0,852	0,12	0,869	-0,33
0,613	1,46	0,566	1,39	0,652	0,97	0,441	0,54	0,613	0,95	0,652	1,53
0,441	2,21	0,385	1,72	0,489	1,16	0,318	0	0,441	1,34	0,489	2,66
0,318	2,25	0,263	0,25	0,366	1,21	0,229	-1,1	0,318	1,18	0,366	3,38
0,229	1,48			0,275	0,62	0,165	-1,05			0,275	3,69
										0,206	3,13
22LV127		22LV128		22LV129							
2,06	-5,63	1,65	-4,85	1,78	-4,05						
1,55	-2,87	1,18	-2,34	1,42	-2,66						
1,16	-1,94	0,852	-0,17	1,12	-1,4						
0,869	-0,17	0,613	1,48	0,893	0,05						
0,652	1,26	0,441	3,19	0,71	1,1						
0,489	2,68	0,318	4,04	0,564	2,27						
0,366	3,16	0,229	4,08	0,448	2,98						
0,275	3,44	0,165	3,38	0,356	3,54						
0,206	2,63			0,282	3,88						
				0,224	3,51						
				0,178	2,76						

Таблица П1-8. Функции CSD лопарита из пород Ловозерского массива.

<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>
TTL11-2y		TTL11-3		22LV133		22LV134		22LV136	
0,869	-4,71	0,801	-2,73	0,566	-2,25	0,83	-4,14	0,566	-3,74
0,652	-1,5	0,506	-0,11	0,385	-0,67	0,566	-1,4	0,385	-0,26
0,489	0,91	0,319	0,67	0,263	1,09	0,385	0,47	0,263	1,04
0,366	2,3	0,201	0,42	0,179	1,95	0,263	1,69	0,179	1,83
0,275	2,93			0,122	0,91	0,179	3,06	0,122	2,43
0,206	3,01			0,083	2,06	0,122	3,98	0,083	2,31
0,155	2,35			0,0566	2,49	0,083	4,22	0,0566	2,59
				0,0385	3,1	0,0566	3,5		
				0,0263	3,16	0,0385	3,98		
				0,0179	5,09	0,0263	4,78		
				0,0122	5,49	0,0179	6,2		
						0,0122	7,04		

Таблица П1-9. Функции CSD апатита из пород Ловозерского массива.

<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>	<i>L</i>	<i>ln(III)</i>
22LV126		22LV127		22LV128		22LV129	
1,227	-5,54	1,227	-5,54	1,227	-4,88	1,227	-4,69
0,883	-2,33	0,883	-1,95	0,883	-2,54	0,883	-2,35
0,635	-0,08	0,635	-0,06	0,635	-0,06	0,635	-0,01
0,457	1,81	0,457	1,72	0,457	1,84	0,457	1,59
0,329	3,28	0,329	2,83	0,329	3,16	0,329	2,93
0,237	4,43	0,237	3,8	0,237	4,03	0,237	3,83
0,1704	5,15	0,1704	4,1	0,1704	4,25	0,1704	4,47
0,1227	5,44	0,1227	3,95	0,1227	4,22	0,1227	4,81
0,0883	5,27	0,0883	3,22	0,0883	3,82	0,0883	4,62
0,0635	6,09	0,0635	4,57			0,0635	4,89
0,0457	6,58	0,0457	5,02			0,0457	5,45

Приложение 2. Валовые химические составы пород

Таблица П2-1. Валовые химические составы дунитов, лерцолитов и закалочных пород, рассмотренных в разделе 2.2. Составы опубликованы, в том числе, в (Ariskin et al., 2018), где описаны методы получения.

Образец	DV30-1	DV30-4	13DV547-1	13DV547-10	09DV501-7	13DV547-16
SiO ₂ , мас. %	50,45	46,13	43,55	43,45	43,22	43,71
TiO ₂	0,52	0,37	0,13	0,13	0,20	0,13
Al ₂ O ₃	11,29	7,22	5,36	4,84	4,30	4,20
FeO	9,58	11,39	10,53	10,90	11,16	11,08
MnO	0,18	0,16	0,17	0,18	0,17	0,18
MgO	17,46	27,22	34,94	35,57	35,91	36,28
CaO	7,72	5,10	3,57	3,17	3,05	2,69
Na ₂ O	1,50	0,81	0,37	0,40	0,38	0,27
K ₂ O	0,84	0,60	0,11	0,08	0,30	0,11
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,01	0,01	0,04	0,01
Cr ₂ O ₃ calc	0,17	0,70	0,97	1,00	1,00	1,07
NiOcalc	0,08	0,18	0,23	0,24	0,24	0,25
S	0,09	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu, ppm	70	57	43	54	39	29
Ni	555	1403	1834	1881	1897	1928
Zr	77	53	15	13	28	9
Cr	1196		>4500	>4500	>4500	>4500
V	190	137	87	113	80	101
Au, ppb	2	1	1	1	1	1
Ir	1	8	10	11	11	13
Pd	8	22	13	6	6	16
Pt	7	18	14	13	12	33
Rh	1	4	5	3	4	5
Ru	3	28	38	38	38	44
Образец	13DV547-31	07DV-124-03	09DV501-25	09DV501-29	07DV124-4	09DV501-37
SiO ₂ , мас. %	41,71	42,07	40,60	41,33	40,73	41,33
TiO ₂	0,10	0,10	0,08	0,10	0,09	0,08
Al ₂ O ₃	3,74	3,68	4,11	3,54	4,17	3,22
FeO	12,72	12,35	11,46	12,10	11,19	12,37
MnO	0,19	0,20	0,18	0,19	0,17	0,19
MgO	37,75	37,89	38,96	38,71	38,83	39,48
CaO	2,72	2,56	2,64	2,38	2,65	2,32
Na ₂ O	0,28	0,36	0,17	0,23	0,18	0,23
K ₂ O	0,13	0,12	0,08	0,10	0,16	0,09
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃ calc	0,42	0,39	1,37	1,01	1,38	0,41
NiOcalc	0,20	0,24	0,24	0,27	0,29	0,26
S	0,02	0,03	0,08	0,02	0,14	0,00
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu, ppm	3	10	91	11	246	21
Ni	1552	1878	1887	2123	2310	2015
Zr	14	9	6	9	7	6
Cr	2660	2696	9394	6888	9422	2805
V	61	50	79	68	68	37
Au, ppb	0		0	1	2	

Ir	1		9	6	7	
Pd	2		22	25	73	
Pt	0		23	39	43	
Rh	0		12	12	11	
Ru	2		37	27	30	
Образец	09DV501-40	09DV501-42	13DV547-122	07DV124-5	09DV501-54	09DV501-59
SiO ₂ , мас. %	40,98	40,86	41,45	40,00	40,53	41,02
TiO ₂	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	2,47	2,40	2,75	2,15	2,06	2,50
FeO	12,88	12,75	11,79	13,29	12,46	11,36
MnO	0,21	0,21	0,19	0,20	0,19	0,18
MgO	40,42	40,71	40,75	40,98	41,96	42,03
CaO	1,77	1,90	2,13	1,61	1,29	1,67
Na ₂ O	0,14	0,14	0,10	0,09	0,07	0,11
K ₂ O	0,12	0,09	0,06	0,12	0,04	0,07
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃ calc	0,51	0,48	0,36	0,67	0,70	0,64
NiOcalc	0,33	0,28	0,30	0,52	0,40	0,30
S	0,07	0,10	0,04	0,28	0,22	0,03
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu, ppm	170	140	51	461	783	44
Ni	2610	2175	2325	4063	3157	2378
Zr	9	6	9	6	6	11
Cr	3467	3307	2367	4577	4790	4282
V	45	48	60	46	47	45
Au, ppb	5	1	2	11	6	1
Ir	2	1	1	2	2	1
Pd	96	31	31	96	87	47
Pt	17	6	8	18	21	11
Rh	5	2	2	5	5	3
Ru	9	6	3	11	10	6
Образец	09DV501-58	09DV501-63	09DV501-64	09DV501-65	09DV501-86	07DV124-12
SiO ₂ , мас. %	41,24	41,07	41,02	40,95	41,03	40,95
TiO ₂	0,07	0,08	0,08	0,09	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	2,43	2,22	2,40	2,46	2,39	2,12
FeO	11,44	11,20	11,12	11,23	11,80	11,90
MnO	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18
MgO	41,66	42,61	42,49	42,46	41,46	42,29
CaO	1,90	1,49	1,62	1,48	2,38	1,68
Na ₂ O	0,09	0,08	0,13	0,13	0,05	0,11
K ₂ O	0,05	0,05	0,07	0,12	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃ calc	0,61	0,63	0,55	0,55	0,34	0,47
NiOcalc	0,28	0,27	0,25	0,28	0,19	0,20
S	0,03	0,10	0,08	0,06	0,03	0,01
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu, ppm	58	174	54	45	42	20
Ni	2182	2136	2000	2173	1512	1556
Zr	10	6	8	9	7	4
Cr	4058	4311	3763	3763	2240	3189
V	51	46	39	40	45	27
Au, ppb	1	9	1		1	
Ir	1	2	1		0	
Pd	44	91	21		11	
Pt	10	21	10		4	
Rh	3	5	2		1	

Ru	7	8	6		3	
Образец	07DV124-17					
SiO ₂ , мас. %	39,93					
TiO ₂	0,03					
Al ₂ O ₃	0,86					
FeO	11,41					
MnO	0,17					
MgO	46,15					
CaO	0,46					
Na ₂ O	0,03					
K ₂ O	0,02					
P ₂ O ₅	0,00					
Cr ₂ O ₃ calc	0,62					
NiOcalc	0,31					
S	0,02					
Сумма	100					
Cu, ppm	5					
Ni	2401					
Zr	2					
Cr	4235					
V	28					

Таблица П2-2. Валовые химические составы пород ультраосновного тела скважины М1, рассмотренных в разделе 3.2. Составы опубликованы, в том числе, в (Смолькин и др., 2022).

Образец	М1-2037.4	М1-2041.0	М1-2047.5	М1-2061.2	М1-2077.0	М1-2080.5
SiO ₂ , мас. %	53,62	53,80	44,81	44,29	41,41	49,39
TiO ₂	0,30	0,19	0,21	0,23	0,16	1,08
Al ₂ O ₃	7,83	3,89	3,97	4,93	2,98	24,64
FeO	7,75	7,77	10,91	10,09	10,72	12,19
MnO	0,15	0,16	0,17	0,16	0,15	0,12
MgO	23,26	29,82	35,22	34,33	40,60	7,36
CaO	5,11	2,83	2,94	3,47	1,55	2,45
Na ₂ O	1,14	0,59	0,55	0,88	0,30	1,53
K ₂ O	0,12	0,09	0,12	0,15	0,20	0,54
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03
Cr ₂ O ₃	0,53	0,69	0,80	1,15	1,50	0,11
NiO	0,11	0,10	0,25	0,27	0,35	0,04
S	0,05	0,02		0,02	0,02	0,54
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu, ppm	45	43	15	28	16	136
Zn	58	59	82	70	76	202
Sr	134	68	90	98	63	308
Zr	44	24	19	19	18	89
Ba	161	77	100	113	76	247
Образец	М1-2096.7	М1-2130.5	М1-2140.0	М1-2153.2	М1-2167.3	М1-2189.0
SiO ₂ , мас. %	42,41	41,77	41,63	41,92	41,36	44,77
TiO ₂	0,18	0,16	0,18	0,15	0,17	0,10
Al ₂ O ₃	4,19	3,67	3,80	3,68	3,36	1,19

FeO	10,24	10,41	10,16	9,91	10,06	10,26
MnO	0,16	0,16	0,16	0,14	0,15	0,15
MgO	37,57	38,92	39,12	39,42	40,06	40,82
CaO	2,80	2,39	2,37	2,23	2,31	0,64
Na ₂ O	0,57	0,70	0,65	0,64	0,59	0,07
K ₂ O	0,24	0,12	0,24	0,13	0,17	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00
Cr ₂ O ₃	1,30	1,36	1,34	1,44	1,39	1,64
NiO	0,29	0,30	0,31	0,32	0,33	0,34
S	0,02					
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu, ppm	22	19	17	13	23	4
Zn	69	70	67	70	66	77
Sr	83	79	77	80	71	20
Zr	20	18	22	19	21	16
Ba	117	90	84	83	72	32
Образец	M1-2196.5	M1-2216.2	M1-2223.7	M1-2239.0	M1-2247.2	M1-2269.5
SiO ₂ , мас. %	41,60	41,20	40,88	41,09	42,18	41,53
TiO ₂	0,12	0,12	0,13	0,16	0,15	0,14
Al ₂ O ₃	3,36	2,82	2,91	3,18	3,10	2,88
FeO	9,86	10,10	10,16	10,15	9,31	9,27
MnO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14
MgO	40,61	41,58	41,75	40,61	40,66	41,43
CaO	1,75	1,55	1,78	2,12	1,94	2,07
Na ₂ O	0,50	0,46	0,20	0,55	0,48	0,49
K ₂ O	0,10	0,14	0,12	0,17	0,15	0,15
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	1,59	1,52	1,55	1,45	1,53	1,53
NiO	0,34	0,35	0,35	0,34	0,33	0,34
S						
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu, ppm	10	24	14	17	19	13
Zn	69	68	69	68	63	61
Sr	76	61	55	71	63	58
Zr	15	18	19	18	23	24
Ba	58	59	70	68	78	81
Образец	M1-2285.5	M1-2294.5	M1-2302.0	M1-2314.0	M1-2318.8	M1-2324.0
SiO ₂ , мас. %	41,11	43,09	41,74	41,63	42,88	44,19
TiO ₂	0,12	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13
Al ₂ O ₃	2,59	2,27	3,40	3,14	3,26	3,16
FeO	9,71	9,33	9,57	9,45	9,33	8,82
MnO	0,15	0,15	0,14	0,15	0,14	0,14
MgO	42,48	41,10	40,66	40,89	39,84	39,12
CaO	1,40	1,74	2,06	2,10	2,01	2,21
Na ₂ O	0,40	0,36	0,41	0,53	0,53	0,37
K ₂ O	0,15	0,11	0,13	0,12	0,13	0,09
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	1,52	1,39	1,38	1,48	1,37	1,42

NiO	0,35	0,29	0,34	0,33	0,32	0,32
S		0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu, ppm	12	29	15	30	22	16
Zn	63	58	66	69	67	63
Sr	59	44	63	71	68	66
Zr	16	23	19	16	19	18
Ba	84	69	92	79	77	66
Образец	M1-2339.3	M1-2351.3	M1-2360.0	M1-2373.6		
SiO ₂ , мас. %	44,52	50,10	49,15	50,69		
TiO ₂	0,13	0,12	0,31	0,32		
Al ₂ O ₃	3,08	4,62	6,45	8,04		
FeO	9,17	8,79	10,55	10,08		
MnO	0,15	0,15	0,18	0,17		
MgO	38,45	31,81	25,06	22,27		
CaO	2,33	2,48	6,07	5,91		
Na ₂ O	0,48	0,60	1,17	1,38		
K ₂ O	0,08	0,09	0,34	0,46		
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,04	0,06		
Cr ₂ O ₃	1,30	1,03	0,52	0,47		
NiO	0,28	0,19	0,12	0,12		
S	0,01		0,04	0,04		
Сумма	100	100	100	100		
Cu, ppm	18	14	54	46		
Zn	59	60	72	73		
Sr	59	77	120	132		
Zr	17	19	36	29		
Ba	74	85	126	160		

Таблица П2-3. Валовые химические составы пород Дунитового блока из скважины M20, рассмотренных в разделе 3.3.

Образец	M20-091.8	M20-094.7	M20-109	M20-150.4	M20-155.5	M20-161.5
SiO ₂ , мас. %	43,53	53,91	47,63	40,75	38,33	36,96
TiO ₂	0,17	0,22	2,00	0,02	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	2,74	6,85	10,59	0,52	1,14	1,65
FeO	10,58	8,08	14,45	8,72	8,25	8,25
MnO	0,17	0,18	0,23	0,14	0,12	0,12
MgO	38,58	23,66	11,14	47,82	47,21	45,82
CaO	1,88	5,17	10,77	0,51	0,17	0,37
Na ₂ O	0,21	0,76	2,31	0,02	0,01	0,06
K ₂ O	0,09	0,19	0,65	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	1,71	0,86	0,18	1,12	4,31	6,27
NiO	0,32	0,10	0,05	0,36	0,41	0,46
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
V, ppm	74	109	258	25	35	47
Co	102	62	70	129	105	84
Cu	48	118	207	17	10	15
Zn	65	63	102	48	40	41
Rb	9	11	24	6	7	6

Sr	44	95	327	18	18	18
Zr	31	26	116	15	16	15
Ba	68	110	279	23	22	24
Образец	M20-164.5	M20-169.5-1	M20-169.5-2	M20-169.5-3	M20-169.5-4	M20-169.5-5
SiO ₂ , мас. %	15,62	9,72	19,57	7,03	14,83	18,51
TiO ₂	0,21	0,27	0,18	0,28	0,22	0,19
Al ₂ O ₃	5,10	5,73	4,44	6,04	5,35	4,40
FeO	13,24	15,61	12,17	16,76	14,18	13,54
MnO						
MgO	24,04	16,68	27,54	14,51	22,81	24,27
CaO	0,03	0,15	0,11	0,16	0,11	0,19
Na ₂ O	0,01	0,04	0,02	0,05	0,03	0,04
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	41,25	51,39	35,49	54,81	42,06	38,34
NiO	0,47	0,38	0,44	0,32	0,38	0,48
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
V, ppm	223	254	208	258	243	212
Co	31	30	37	29	35	35
Cu	30	41	27	42	31	30
Zn	47	49	49	50	51	49
Rb	6	5	7	6	6	6
Sr	19	18	18	19	20	18
Zr	14	14	13	13	13	14
Ba	18	28	28	30	13	31
Образец	M20-170.4	M20-170.7-1	M20-170.7-2	M20-173.9	M20-195.9	M20-195.95
SiO ₂ , мас. %	4,05	16,83	32,05	38,62	40,86	40,32
TiO ₂	0,31	0,20	0,09	0,03	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	6,74	4,91	2,13	1,32	0,49	0,53
FeO	17,09	14,20	8,50	8,13	8,19	8,25
MnO				0,12	0,13	0,13
MgO	12,32	24,58	42,26	46,84	48,26	48,60
CaO	0,29	0,04	0,12	0,47	0,45	0,35
Na ₂ O	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,05
K ₂ O	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	58,81	38,82	14,31	4,04	1,12	1,27
NiO	0,32	0,38	0,50	0,40	0,46	0,47
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
V, ppm	282	233	105	40	17	16
Co	25	42	60	98	120	124
Cu	48	25	23	10	8	11
Zn	49	53	44	45	45	45
Rb	7	5	5	6	6	6
Sr	19	18	18	18	19	19
Zr	14	14	15	17	16	17
Ba	49	29	21	28	40	8
Образец	M20-233.2	M20-233.3	M20-233.4	M20-250.7	M20-256.35	M20-256.4
SiO ₂ , мас. %	40,32	41,02	40,38	40,35	40,52	40,95
TiO ₂	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,69	0,45	0,70	0,60	0,42	0,67
FeO	8,19	8,18	8,19	8,32	8,38	8,31
MnO	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13
MgO	48,19	48,40	47,98	48,44	48,81	47,63
CaO	0,29	0,36	0,40	0,28	0,36	0,48
Na ₂ O	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	0,05
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	1,70	0,98	1,75	1,37	0,88	1,33

NiO	0,43	0,43	0,42	0,43	0,43	0,42
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
V, ppm	29	21	29	28	23	28
Co	125	123	125	117	135	127
Cu	16	14	13	12	11	10
Zn	49	44	51	44	49	49
Rb	6	5	6	6	6	7
Sr	17	18	18	20	21	20
Zr	18	18	17	17	18	19
Ba	2	21	45	30	25	40
Образец	M20-268.7	M20-303.5				
SiO ₂ , мас. %	40,47	40,46				
TiO ₂	0,02	0,02				
Al ₂ O ₃	0,47	0,75				
FeO	8,45	8,36				
MnO	0,14	0,14				
MgO	48,22	47,93				
CaO	0,77	0,40				
Na ₂ O	0,04	0,01				
K ₂ O	0,01	0,01				
Cr ₂ O ₃	1,00	1,51				
NiO	0,42	0,43				
Сумма	100,00	100,00				
V, ppm	20	24				
Co	129	117				
Cu	11	14				
Zn	43	43				
Rb	6	6				
Sr	20	18				
Zr	16	17				
Ba	29	23				

Таблица П2-4. Валовые химические составы пород г. Травяная, рассмотренных в разделе 3.4.

Образец	18MP03-02-1	18MP03-02-2	18MP03-04	18MP03-05	18MP04-01	18MP04-02
SiO ₂ , мас. %	41,56	42,99	41,97	41,00	39,23	39,39
TiO ₂	0,14	0,15	0,14	0,13	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	2,78	3,26	2,90	2,71	1,99	2,13
FeO	14,16	11,40	13,40	14,55	13,69	13,59
MnO	0,18	0,19	0,18	0,17	0,18	0,18
MgO	37,79	38,40	38,16	36,39	42,28	41,93
CaO	1,97	2,30	2,04	2,08	1,35	1,47
Na ₂ O	0,66	0,49	0,32	0,61	0,39	0,40
K ₂ O	0,11	0,10	0,11	0,08	0,07	0,07
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,32	0,32	0,34	0,37	0,41	0,37
NiO	0,23	0,24	0,27	0,69	0,25	0,27
S	0,04	0,13	0,13	1,18	0,03	0,06
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
V, ppm	37	38	39	38	28	27
Cu	164	380	269	1447	47	69
Zn	92	88	77	79	84	82
Rb	10	11	8	7	7	7
Sr	58	66	60	56	44	48

Zr	28	26	26	18	23	22
Ba	66	75	71	67	47	54
Образец	18MP04-04	18MP04-05	18MP04-06-1	18MP04-08-1	18MP04-08-2	18MP04-12
SiO ₂ , мас. %	40,09	40,70	40,58	42,33	38,62	40,13
TiO ₂	0,10	0,09	0,11	0,09	0,07	0,11
Al ₂ O ₃	2,06	2,42	2,46	1,91	1,88	2,19
FeO	13,26	13,02	13,36	11,19	13,52	13,49
MnO	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18	0,18
MgO	41,83	40,70	40,31	41,73	43,43	41,01
CaO	1,24	1,71	1,77	1,29	1,11	1,75
Na ₂ O	0,38	0,45	0,50	0,48	0,14	0,41
K ₂ O	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,49	0,40	0,35	0,49	0,61	0,36
NiO	0,27	0,24	0,24	0,24	0,30	0,25
S	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05	0,02
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
V, ppm	31	29	32	26	21	34
Cu	30	23	31	33	100	32
Zn	90	81	83	85	81	86
Rb	7	7	7	7	9	7
Sr	42	50	52	41	34	48
Zr	20	18	21	18	18	24
Ba	42	25	45	41	34	37
Образец	18MP04-15					
SiO ₂ , мас. %	40,07					
TiO ₂	0,12					
Al ₂ O ₃	1,69					
FeO	14,42					
MnO	0,18					
MgO	41,08					
CaO	1,21					
Na ₂ O	0,17					
K ₂ O	0,12					
P ₂ O ₅	0,03					
Cr ₂ O ₃	0,53					
NiO	0,29					
S	0,08					
Сумма	100,00					
V, ppm	33					
Cu	122					
Zn	83					
Rb	10					
Sr	36					
Zr	31					
Ba	85					