



ПЕТРОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru

Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 6, 2023

Геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму 2.1 млрд лет <i>А. В. Самсонов, А. В. Степанова, Е. Б. Сальникова, Ю. О. Ларионова, А. Н. Ларионов</i>	577
Метасоматическое преобразование амфиболитов в корундсодержащие плагиоклазиты: зональность, численная модель процесса (на примере уникального месторождения Хитостров, Фенноскандинавский щит) <i>С. А. Бушмин, А. Б. Кольцов, Ю. М. Лебедева, Е. В. Савва</i>	602
Источники медистой сульфидной минерализации и высоконикелистого оливина дайки Рудная (Имангдинский узел, Норильский рудный район): по вещественным, изотопным и модельным данным <i>В. Д. Бровченко, И. А. Кириллина, М. А. Юдовская, G. Costin, И. В. Пшеницын, Е. В. Ковальчук, Ю. О. Ларионова, Ю. Д. Гриценко, А. А. Кетров, С. Ф. Служеникин</i>	623
Распределение кристаллов по размеру как ключ к эволюции протокумулуса в расслоенных массивах: эксперименты, расчеты и практика определения CSD <i>С. Н. Соболев, А. А. Аришкин, Г. С. Николаев, И. В. Пшеницын</i>	649
О применении прокси-минералов для оценки изотопного состава кислорода кислых расплавов <i>Е. О. Дубинина, Л. Я. Аранович</i>	666
Влияние содержания щелочей на растворимость циркона в силикатных расплавах <i>А. А. Борисов, А. Н. Кошлякова</i>	677
Авторский указатель за 2023 г.	685

УДК 552.3:550.4:551.2

ГЕОДИНАМИКА РАСКОЛА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: ДАННЫЕ ПО ОСНОВНОМУ МАГМАТИЗМУ 2.1 МЛРД ЛЕТ¹

© 2023 г. А. В. Самсонов^a, * А. В. Степанова^b, Е. Б. Сальникова^c,
Ю. О. Ларионова^a, А. Н. Ларионов^d

^a Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^b Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

^c Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^d ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: samsonovigem@mail.ru

Поступила в редакцию 20.01.2023 г.

После доработки 28.03.2023 г.

Принята к публикации 18.04.2023 г.

Базитовый внутриплитный магматизм служит главным источником информации о геодинамике процессов, которые приводят к расколу континентальных блоков. В статье обсуждается проблема геодинамики раскола архейского суперкратона Сьюпериа в среднем палеопротерозое. Обсуждение основано на данных по магматизму 2.1 млрд лет на Карельском кратоне, где базиты этого возраста представлены толеитами двух геохимических типов – деплетированные и обогащенные. Деплетированные толеиты с геохимией, близкой к N-MORB, изучены в Северном Приладожье. Они формируют рои мафических даек на участке Хатунойя с возрастом 2111 ± 6 млн лет (U-Pb, SIMS, циркон) и подушечные лавы, и силлы в районе оз. Малое Янисъярви. Обогащенные толеиты изучены в районе оз. Тулос, где они формируют крупный рой даек долеритов с возрастом 2118 ± 5 млн лет (U-Pb, ID-TIMS, бадделеит). Результаты проведенных исследований дополняют общую картину основного магматизма с возрастом 2.1 млрд лет. Деплетированные толеиты, имеющие площадное распространение на Карельском кратоне, образовались при декомпрессионном плавлении деплетированной астеносферной мантии и претерпели минимальную контаминацию архейской корой. Обогащенные толеиты, согласно петрогенетическим расчетам, образовались при сочетании процессов дифференциации и коровой контаминации деплетированных толеитовых расплавов в ходе их подъема через наименее проницаемые участки архейской коры. Данные по основному магматизму с возрастом 2.1 млрд лет на Карельском кратоне, сложно объяснимые в рамках модели подъема мантийного плюма, согласуются с моделью растяжения литосферы за счет отступления зоны субдукции в северо-восточном обрамлении кратона, в Лапландско-Кольском океане в интервале 2.0–2.2 млрд лет. Максимальное утонение, разрыв сплошности архейской континентальной литосферы и открытие океанического бассейна на западном краю Карельского кратона, вероятно, контролировалось сутурной зоной сочленения неоархейской коры с палеоархейскими блоками, цепочка которых прослежена на западе Карельского кратона. Дополнительным фактором, приведшим к расколу литосферы 2.1 млрд лет назад, мог служить подъем глубинного мантийного плюма в кратоне Херн, занимавшем близкую к Карельскому кратону пространственную позицию в архейском суперкратоне Сьюпериа.

Ключевые слова: петрология основного магматизма, геохронология, геодинамика раскола архейского суперкратона Сьюпериа, Карельский кратон

DOI: 10.31857/S0869590323060092, **EDN:** FLYSIS

ВВЕДЕНИЕ

Определение времени и причин раскола континентов является ключевой задачей при изучении глобальной тектоники Земли, суперконтинентальных циклов и палеоконтинентальных реконструкций. Надежное определение возраста

раскола континентальных блоков и раскрытия океанических бассейнов возможно только для фанерозойских циклов, когда доступно датирование пород океанического дна и использование магнитостратиграфии, биостратиграфии и других прямых методов исследования (Bradley, 2008). Для докембрийских циклов большинство этих методов не применимо, и раскол древней континентальной литосферы с переходом от континентального рифтогенеза к спредингу океанического

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323060092 для авторизованных пользователей.

дна диагностируется по косвенным признакам — офиолитам и индикаторным осадочным и магматическим комплексам пассивных окраин (Dilek, Furnes, 2011; Bradley, 2008). Коллизионная тектоника при закрытии океанических бассейнов затрудняет изучение древних пассивных окраин, которые оказываются эродированными или захороненными при формировании орогенов, а метаморфические преобразования еще больше усложняют картину. Наибольшие сложности возникают при изучении пассивных окраин архейских кратонов (Bradley, 2008), которые представляют тектонические осколки наиболее ранних континентальных масс — архейских суперкратонов (Bleeker, 2003). Вопросы времени раскола этих древних континентов обсуждаются лишь для нескольких архейских блоков, включая Слейв, Пилбара, Зимбабве, Каапвааль, Херн и др. (Bradley, 2008; Sawood et al., 2018). Это, в первую очередь, связано с плохой сохранностью комплексов палеопротерозойских пассивных окраин и сложностью их изучения и датирования.

Раскол континентов связывают с двумя главными механизмами: воздействием глубинных плюмов или процессами субдукции, которые известны как активный и пассивный режимы соответственно (Леонов, 2001; Geoffroy, 2005). Глубинные плюмы чаще всего рассматриваются как главная причина распада крупных континентальных масс. Подъем разогретого вещества плюмов вызывает растяжение, эрозию, утонение и рифтогенез перекрывающей континентальной литосферы, и в итоге может привести к разрыву ее сплошности (Nance et al., 2014; Koppers et al., 2021). Детали протекания этого процесса проанализированы в цифровых моделях (Burov et al., 2007; Lavecchia et al., 2017; Koptev et al., 2015, 2021). Раскол континентальных блоков под влиянием процессов субдукции связывают с растяжением континентальной литосферы при отступлении таких зон (subduction retreat) (Bergovici, Long, 2014; Niu, 2020) или под влиянием конвекции, порожденной глубинной субдукцией (Dal Zilio et al., 2018). Значимость этих процессов при расколе континентальных блоков подчеркивается наличием субдукционных поясов по периферии всех суперконтинентов от Пангеи до Колумбии (Collins, 2003; Li et al., 2008; Sawood et al., 2016; Chaves, 2021). Часть исследователей указывают на вероятную взаимосвязь плюмов и субдукции в расколе суперконтинентов (Wolstencroft, Davies, 2017; Koppers et al., 2021), что получило подтверждение при цифровом моделировании (Zhang et al., 2018). Во многих работах подчеркивается, что раскол континентальных блоков происходил по тектоническим швам, которые являются самыми слабыми участками литосферы (Buitter, Torsvik, 2014; Huang et al., 2019; Dang et al., 2020) и могут формировать ступени в основании литосферы, наиболее подвер-

женные эрозии при растекании глубинных плюмов (Burov et al., 2007; Koptev et al., 2015).

Вопрос о роли разных механизмов, приводящих к расколу суперконтинентов на разных этапах тектонической эволюции Земли, остается открытым. Распад Пангеи, самого молодого суперконтинента, обсуждается с привлечением и плюмового, и субдукционного механизмов (Collins, 2003; Nance et al., 2014; Keppie, 2016; Lovечchio et al., 2020; Aldajani et al., 2021). Для более древних суперконтинентов большинство исследователей обсуждают плюмовую модель, и лишь в единичных случаях, например для Родинии в неопротерозое (Sawood et al., 2016; Wu et al., 2021), обоснована роль субдукционного разрыва. Отражают ли эти знания действительное доминирование плюмов в расколе древних суперконтинентов при минимальном влиянии субдукционных процессов? Или же это обусловлено сложностью распознавания механизма субдукции в процессах раскола ранних суперконтинентов по сравнению с плюмами? Вклад плюмов в раскол континентов оценивается по наличию близких по возрасту мафических даек внутри континентальных блоков, в то время как расшифровка деталей субдукционных процессов на краях континентальных блоков является сложной задачей (например, Wu et al., 2021).

В настоящей статье роль двух главных механизмов обсуждается на основании данных по Карельскому кратону. Согласно палеоконтинентальным реконструкциям, кратоны Карельский, Мурманский, Сьюперитор, Херн и Вайоминг входили в единый неоархейский суперкратон Сьюпериа (Bleeker, 2003; Ernst, Bleeker, 2010; Davey et al., 2022). Раскол этого суперкратона связывается с несколькими эпизодами подъема мантийных плюмов в интервале 2.5–2.1 млрд лет, которые маркируются роями мафических даек (Ernst, Bleeker, 2010). Данные по Карельскому кратону показывают, что, наряду с плюмами, субдукционные процессы также могли участвовать в разрыве континентальной литосферы суперкратона Сьюпериа около 2.1 млрд лет назад.

КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН И ЕГО ГРАНИЦЫ

Карельский кратон — блок архейской континентальной коры. Он выведен на поверхность на юго-востоке Фенноскандинавского щита (рис. 1), его южная и восточная окраины перекрыты осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы (Bogdanova et al., 2016).

Карельский кратон — архейская гранит-зеленокаменная область. Большую его часть занимают тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы и гранитоиды с возрастом 2.80–2.90 млрд лет и близкие по возрасту вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов (Höhlttä et al., 2014). На востоке и западе Карельского кратона

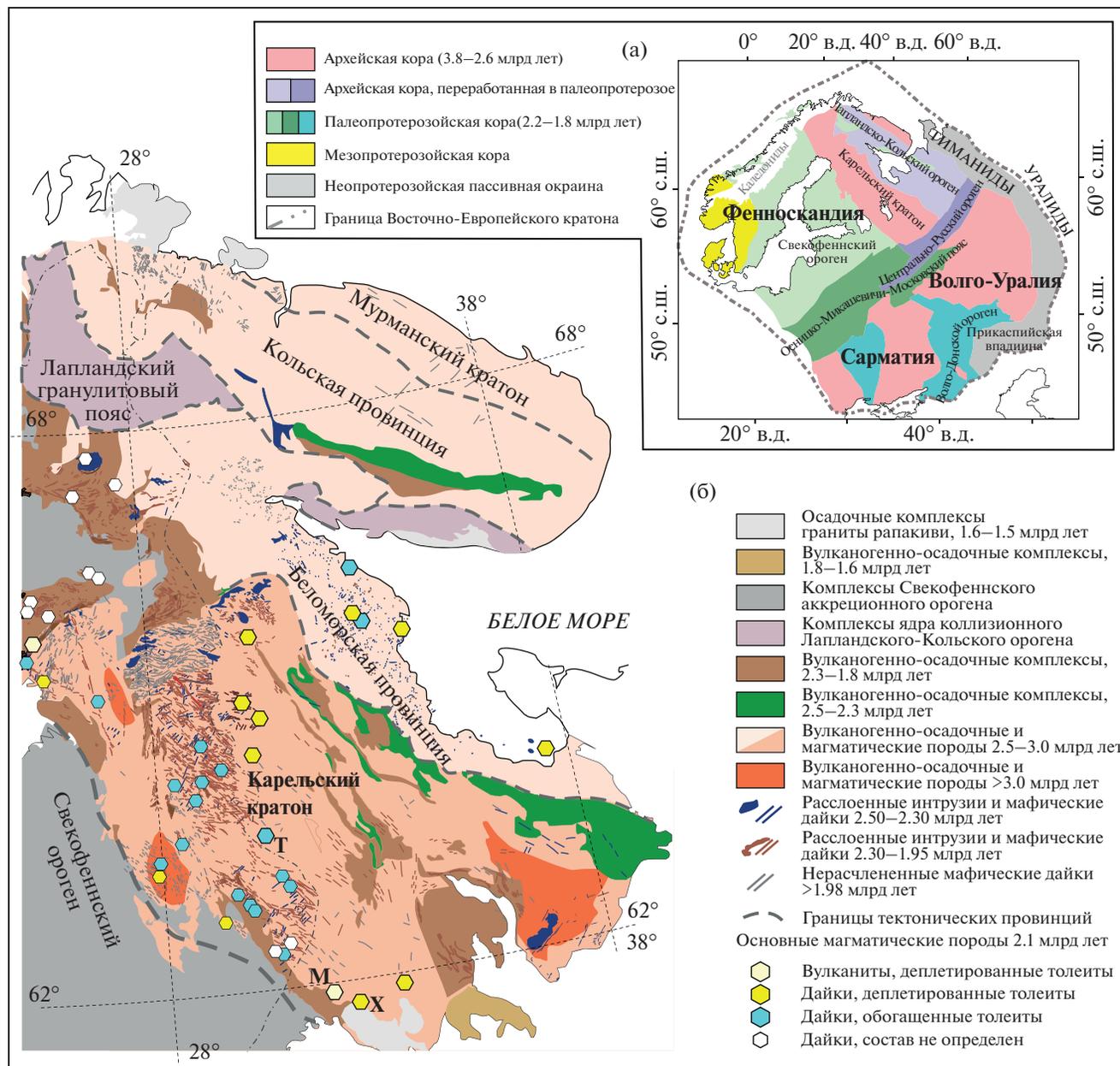


Рис. 1. (а) Обзорная тектоническая схема Восточно-Европейского кратона (Bogdanova et al., 2016) и (б) тектоническая схема восточной части Фенноскандинавского щита (Stepanova et al., 2014). Изученные участки: М – Малое Янисъярви; Х – Хатунойя; Т – Тулос.

известны небольшие фрагменты палеоархейских (до 3.5 млрд лет) ТТГ-гнейсов и гранулитов (Hölttä et al., 2019). Разнообразные по составу неоархейские гранитоиды с различной коровой предысторией широко распространены на территории Карельского кратона и завершают формирование стабильной континентальной коры около 2.7 млрд лет назад (Hölttä et al., 2014).

В палеопротерозое осадочные и магматические комплексы, широко представленные на Карельском кратоне, формировались в континентальной обстановке на консолидированной неоархейской коре и представляют эпиплатформенные образо-

вания. Изучение состава и происхождения этих комплексов и расшифровка их палеогеографии и палеотектоники проводились многими исследователями, результаты суммированы в обобщающих работах (Хейсканен, 1990; Ojakangas et al., 2001; Онежская ..., 2011; Melezhik, Hanski, 2013). В региональной стратиграфической схеме палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы на Карельском кратоне объединены в шесть групп (Ojakangas et al., 2001) или надгоризонтов (Онежская ..., 2011): сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий.

В начале палеопротерозоя, в сумии (2.50–2.40 млрд лет) на пенепленизированной неоархейской коре сформировалась система континентальных рифтов. Рифтогенез сопровождался тремя эпизодами внутриплитного мантийного магматизма: 2.50, 2.45 и 2.41 млрд лет, которые рассматриваются как результат подъема одного или нескольких мантийных плюмов (Stepanova et al., 2022 и ссылки в этой работе). В сариолии (2.40–2.30 млрд лет) большая часть территории Карельского кратона была перекрыта терригенными толщами, которые накапливались в мелководной континентальной обстановке и рассматриваются как ледниковые отложения (Ojakangas et al., 2001; Melezhik, Hanski, 2013). В начале ятулия, около 2.30 млрд лет, Карельский кратон был выведен на поверхность и претерпел глубокое химическое выветривание, а последовавший за этим континентальный рифтогенез привел к накоплению вулканогенно-осадочных толщ с широкими вариациями мощностей разрезов (Хейсканен, 1990; Ojakangas et al., 2001). Далее, в позднем ятулии, масштабная трансгрессия привела к накоплению мелководных морских карбонатных и терригенных толщ, которые занимают большую часть территории Карельского кратона (Melezhik, Hanski, 2013). Два эпизода внутриплитного основного магматизма (2.2 и 2.1 млрд лет) датированы по дайкам и силлам и имели площадное распространение на Карельском кратоне (Vuollo, Huhma, 2005; Stepanova et al., 2014, 2021; Davey et al., 2022). Людиковийский надгоризонт (2.06–1.95 млрд лет) включает осадочные толщи с обогащенными углеродом шунгитовыми горизонтами, которые лучше всего сохранились в Онежской структуре (Онежская ..., 2011). В конце людиковия (2.00–1.96 млрд лет) внутриплитный магматизм включал базиты толеитовой серии, пикриты, щелочно-карбонатитовые интрузивы и кимберлиты (Онежская ..., 2011). Калевийский надгоризонт (1.95–1.80 млрд лет) наиболее полно представлен флишевыми толщами на западном краю Карельского кратона (Ojakangas et al., 2001). Близкие по составу флишевые осадки с прослоями карбонатных пород были детально изучены в центральной части Онежской структуры (Онежская ..., 2011). Образования вепсийского надгоризонта (1.80–1.65 млрд лет) распространены локально на юго-востоке Карельского кратона и представлены кварцитами, которые прорваны силлами габбро с возрастом 1.75 млрд лет (Онежская ..., 2011; Lubnina et al., 2012).

Представление о Карельском кратоне как о тектоническом фрагменте архейской коры (Bleeker, 2003) подтверждается секущим характером его южной и западной границ по отношению к нео- и мезоархейским зеленокаменным поясам и палеоархейским блокам (Hölttä et al., 2014, 2019), а также по отношению к роям мафических даек с возрастными 2.50–2.40 млрд лет (Vuollo, Huhma, 2005) (рис. 16). Обособленность архейского Карельского кратона также подчеркивается тремя палеопроте-

розойскими орогенами по его периферии (рис. 1а), которые сформировались при закрытии океанических бассейнов (Bogdanova et al., 2016).

В южном обрамлении Карельского кратона располагается Центрально-Русский ороген, сформированный около 1.75 млрд лет в ходе коллизии Фенноскандинавского и Волго-Сарматского мегаблоков (Bogdanova et al., 2013). Возраст формирования южной пассивной окраины Карельского кратона, полностью перекрытой осадочным чехлом, остается неизвестен.

Северо-восточная окраина Карельского кратона, выделяемая как Беломорский подвижный пояс, претерпела интенсивную тектоническую переработку при формировании палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО) Гималайского типа (Daly et al., 2006; Bogdanova et al., 2016). ЛКО детально изучен на территории Фенноскандинавского щита (Bridgwater et al., 2001; Daly et al., 2006; Tuisku, Huhma, 2006; Lahtinen, Huhma, 2019) и прослежен на территории Зимнего Берега под осадочным чехлом по результатам изучения керна скважин (Самсонов и др., 2009; Samsonov et al., 2012). Основной объем ювенильных палеопротерозойских магматических комплексов ЛКО сформировался в интервале 1.98–1.87 млрд лет (Lahtinen, Huhma, 2019). Более ранняя история этого орогена распознается по циркону с возрастом 2.1–2.2 млрд лет, который был обнаружен в детрите метаосадочных пород, образовавшихся за счет ювенильного источника (Bridgwater et al., 2001; Tuisku, Huhma, 2006), и в ядрах полифазных кристаллов в палеопротерозойских гранитоидах (Samsonov et al., 2012), и, возможно, представляет реликты ранних островодужных комплексов ЛКО. Оценки возраста раскола северо-восточной части Карельского кратона основаны на данных о палеопротерозойских рифтогенных событиях и внутриплитном магматизме на территории Карельско-Беломорского и смежного Кольско-Мурманского блоков от 2.50 до 2.06 млрд лет назад (Daly et al., 2006; Melezhik, Hanski, 2013; Stepanova et al., 2022).

С запада Карельский кратон граничит с палеопротерозойским Свекофеннским орогеном, который сформировался 1.93–1.80 млрд лет назад при субдукционных и аккреционных процессах в обширном Свекофеннском океане (Lahtinen et al., 2008). Вопросы открытия этого океана являются предметом многолетних исследований в зоне сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном, которая известна как Раахе-Ладожская или Ладожско-Ботническая зона (Ранний докембрий ..., 2005). Западная окраина Карельского кратона, отчасти захороненная под надвинутыми метаосадочными породами верхнего калевия (ладожской серии), претерпела сравнительно слабую структурно-тектоническую и метаморфическую переработку в ходе свекофеннской аккреционной тектоники (Ранний докембрий ..., 2005; Sorjonen-Ward, 2006; Lahtinen et al., 2015; Kõykkä et al., 2019). Неоархейские супракrustальные ком-

плексы пояса Иломанси-Ялонваара и гранитоиды санукитоидной серии сохранили большинство особенностей строения и состава их протолитов даже вблизи границы орогена (Hölttä et al., 2014). Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы, которые трассируются вдоль всей западной окраины Карельского кратона (Geological map ..., 2001) и относятся к ятулию и людиковию (2.30–1.96 млрд лет) в российской стратиграфической схеме (Шульдинер и др., 1996) и к верхнему или морскому ятулию в стратиграфической схеме, принятой на территории Финляндии (Ojakangas et al., 2001), также хорошо сохранились и служат объектами исследований при расшифровке истории раскола западной части Карельского кратона.

Основной объем таких исследований был выполнен для морского ятулия на территории Финляндии в сланцевых поясах провинции Хойтиайнен, Кайну и Кииминки Раахе-Ладужской зоны (Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995; Peltonen, 2005; Lahtinen et al., 2010, 2015), а также в ее северном продолжении в вулканогенно-осадочных поясах Перяпохья, Куусамо и Центрально-Лапландском (Köykkä et al., 2019). По результатам изучения осадочных и магматических комплексов на западной окраине Карельского кратона установлены два эпизода рифтогенеза и раскола континентальной литосферы. На раннем этапе (2.10–2.15 млрд лет) сформировались рифтогенные осадки и связанные с ними малоглубинные деплетированные толеитовые базальты: он рассматривается как раскол континентального блока, открытие океана и формирование пассивной окраины на западе Карельского кратона (Nuhma et al., 1990; Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995; Lahtinen et al., 2010, 2015; Köykkä et al., 2019). Поздний эпизод, около 1.95 млрд лет, маркируется офиолитовыми комплексами Йорма и Оутокумпу (Peltonen et al., 1996; Peltonen, 2005) и связывается с повторным расколом утоненной литосферы уже сформированной пассивной окраины (Lahtinen et al., 2010, 2015).

Юго-восточная часть Раахе-Ладужской зоны на территории Северного Приладожья является продолжением сланцевого пояса Хойтиайнен (Kohonen, 1995). Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы здесь объединены в сортавальскую серию (Шульдинер и др., 1996), имеют широкое распространение и вскрыты в эрозионных окнах среди перекрывающих метаосадков ладожской серии в обрамлении гранитоидных куполов и по краю Карельского кратона. Большинство исследователей коррелируют metabазиты сортавальской серии с metabазальтами и мафическими дайками офиолитового комплекса Йорма, датированными 1.95 млрд лет, основываясь на сходстве их геохимических характеристик, в первую очередь по деплетированным спектрам легких РЗЭ (Хейсканен, 1990; Ivannikov et al., 1998; Васильева, 2000). Это подтверждает результаты U-Pb изотопного датирования метаморфизованных ту-

фов дацитового состава из сортавальской серии – около 1.99 млрд лет и шпир диорита из дайки базитов – 1963 ± 19 млн лет (Шульдинер и др., 2000). В то же время В.А. Матреничев с соавторами (Матреничев и др., 2004; Матреничев, Матреничев, 2010) разработали детальную схему расчленения сортавальской серии с выделением двух разновозрастных комплексов вулканитов, разделенных перерывом: по изотопно-геохимическим характеристикам они сопоставимы с эпизодами магматизма: 2.10 и 1.95 млрд лет назад, выявленными на финской территории. Изотопное датирование вулканитов разных комплексов Sm-Nd изохронным методом по валовым пробам дает большую неопределенность возраста – от 2.21 до 2.07 млрд лет (Матреничев, Матреничев, 2010), и вопрос о возможной разновозрастности проявлений основного магматизма в южной части Раахе-Ладужской зоны остается открытым.

Все исследователи связывают раскол западной части Карельского кратона около 2.1 млрд лет назад с подъемом мантийного плюма (Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995; Lahtinen et al., 2015; Köykkä et al., 2019). Такая геодинамическая модель, однако, оставляет без ответа вопрос о механизме утонения и растяжения литосферы, который мог бы обеспечить площадное распространение на Карельском кратоне деплетированных толеитовых базитов, близких по геохимии к N-MORB (Stepanova et al., 2014), и полное отсутствие таких базитов на всех остальных кратонах, входивших до раскола в суперкратон Сьюперия (Davey et al., 2022).

В настоящей статье представлены новые геологические, геохимические и изотопные данные для основных магматических пород с возрастом около 2.1 млрд лет в западной части Карельского кратона, в Северном Приладожье и в районе оз. Тулос. На основании полученных данных проведен сравнительный анализ основного магматизма на всей территории Карельского кратона в приложении к палеотектоническим и палеоконтинентальным реконструкциям.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение петрографических особенностей пород и определение состава минералов проводилось методами оптической микроскопии и на сканирующем электронном микроскопе в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Содержание петрогенных элементов определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва). Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в ЦКП КарНЦ РАН. Выделение циркона проводилось методами магнитной и плотностной сепарации в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Выделение бадделеита проводилось в

ИГЕМ РАН. Изотопные Sm-Nd исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. U-Pb изотопные исследования бадделеита проводились в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). *In-situ* U-Pb анализы циркона выполнялись с использованием SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического института (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Развернутое описание методик аналитических исследований представлено в Supplementary² 1, ESM_1.pdf.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геология и петрография

Изучение основного магматизма проведено на трех участках (рис. 1). Два из них, в районе оз. Малое Янисъярви и р. Хатунойя, пространственно сближены и располагаются в Северном Приладожье на юго-западном краю Карельского кратона. Третий участок, в районе оз. Тулос, расположен на удалении от края в Западно-Карельском домене (Hölttä et al., 2014).

Участок Малое Янисъярви

Участок Малое Янисъярви располагается на побережье и островах одноименного озера. На северном берегу озера в серии коренных обнажений вскрыта синклинальная структура, выполненная палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными породами (Кратц, 1963; Хейсканен, 1980) (рис. 2а). Основание разреза структуры слагают кварциты, относимые к нижнему ятулию, которые со структурным несогласием перекрывают архейские гнейсы и гранитоиды. Выше залегает терригенно-карбонатная метаосадочная толща, в которой переслаиваются темно-серые и черные карбонатные породы, углеродсодержащие кварц-биотит-хлоритовые сланцы и тонкозернистые кремнистые породы с

примесью магнетита (Кратц, 1963; Хейсканен, 1980). Выше по разрезу залегает мощная (около 200 м) толща метабазитов с прослоями филлитовых углеродсодержащих сланцев. В составе этой толщи, хорошо обнаженной на мысе Хаппаниеми (рис. 2б), преобладают метабазиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой-амфиболитовой фации. Преобладающие по объему подушечные и тонкозернистые массивные породы представляют лавы, а тела средне- и крупнозернистых метабазитов, вероятно, представляют силлы габбро-долеритов. Северная часть структуры расчленена разломами северо-западного простирания и прорвана роем даек габбро-долеритов с возрастом 2081 ± 7 млн лет (Мыскова и др., 2022). Южная часть структуры оз. Малое Янисъярви перекрыта высокоглиноземистыми метаосадочными породами ладожской серии.

Метавулканиты имеют порфириформные структуры, вкрапленники, составляющие не более 10% объема породы, представлены мелкими (<2 мм) лейстами плагиоклаза. Афанитовая основная масса выполнена агрегатом амфибола (актинолит, до 85% объема), плагиоклаза, биотита (рис. 2в, 2г). Породы очень слабо варьируют по составу вкrest простирания структуры. В наименее измененных разновидностях основная масса сохраняет реликты интерсертальной структуры и микролиты плагиоклаза.

Среднезернистые метабазиты слагают согласные с терригенно-карбонатными породами и углеродистыми сланцами тела мощностью до 30 м (рис. 2б). Прямые соотношения между осадочными породами и базитами не установлены, но вблизи контактов базиты становятся менее зернистыми, что может указывать на наличие закаленных контактов. В целом характер залегания и структурно-морфологические особенности базитов позволяют рассматривать их как силлы. Тонкозернистые закаленные породы силлов имеют порфириформные с единичными лейстами плагиоклаза либо афировые структуры. В центральных частях тела сложены среднезернистыми метадолеритами (рис. 2д, 2е), которые в редких случаях сохраняют реликты пойкилоофитовых структур.

Участок Хатунойя

Участок Хатунойя расположен в 15 км к юго-востоку от структуры оз. Малое Янисъярви (рис. 1). На этом участке среди неоархейских гнейсовидных гранитоидов установлены мафические дайки двух типов и прямые пересечения между ними. Дайка метабазитов субмеридионального простирания мощностью 20 м пересекает серию даек северо-западного простирания (рис. 3а). Наиболее поздние тектоно-термальное события в пределах участка связаны с формированием кварцевых жил и сопутствующими им преобразованиями базитов,

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM_1.pdf – Развернутое описание методик аналитических исследований; Supplementary 2, ESM_2.xlsx – Содержания петрогенных и редких элементов в основных вулканитах и дайках с возрастом 2100 млн лет на Карельском кратоне на участках Северного Приладожья и оз. Тулос; Supplementary 3, ESM_3.jpg – Изображения зерен циркона из габбро-пегматита, образец 1102/1, в дайке на участке Хатунойя в проходящем свете (слева), в отраженных электронах (центр) и в катодолуминисценции (справа) и положение точек U-Pb изотопного анализа, номера которых соответствуют таковым в табл. 1; Supplementary 4, ESM_4.xlsx – Исходные составы пород и коэффициенты распределения для минералов, использованные в расчетах петрогенетических моделей для основных вулканитов и даек с возрастом 2100 млн лет на Карельском кратоне на участках Северного Приладожья и оз. Тулос.

выраженными в формировании сульфидов, эпидота и хлорита.

Ранние дайки изучались на участке размером 450 × 250 м, где среди неоархейских гранодиоритов вскрыто несколько субпараллельных тел близкого северо-западного (285°) простирания мощностью от 20 до 60 м, прослеженных на протяжении 250 м. Одна из даек на участке Хатунойя мощностью около 20 м характеризуется наличием в восточном и западном контактах ветвящихся апофиз сложной морфологии (рис. 3а, 3б). Часть даек имеет сложное многофазное внутреннее строение и текстуры типа “дайка в дайке”: в них установлено по две–три системы зон закалки в каждом из контактов (рис. 3б, 3в). Зоны закалки крупных тел и тонкие апофизы сложены тонкозернистыми порфирированными породами, в фенокристовой ассоциации которых (судя по вторичным минералам) существенно преобладал клинопироксен (рис. 3г).

Наблюдаемые в обнажениях внутренние зоны закалки, образующие структуры «дайка в дайке», видны и микроскопически. Они проявлены четкими границами между породами с разной зернистостью основной массы, которые идентичны по минеральному составу. Количество вкрапленников в породах варьирует — оно максимально в апофизах и ранних зонах закалки и минимально в поздних зонах закалки внутренних частей тел. Центральные части даек сложены мелко-среднезернистыми метадолеритами, характерной особенностью которых является наличие реликтов пойкилооцитов структур. В редких случаях центральные части тел содержат мелкие шпильеры габбро-пегматитов (рис. 3д). Вторичные преобразования в дайках выражены в формировании актинолита, альбита, хлорита, эпидота. Несмотря на полнопроявленные преобразования, в долеритах не проявлена сланцеватость. Это свидетельствует о том, что наблюдаемые структурно-текстурные соотношения и контакты являются первичными.

Поздняя дайка долеритов имеет простое внутреннее строение, субмеридиональное простирание и мощность до 30 м (рис. 3а). Она прослежена на расстоянии более 400 м и сечет ранние дайки северо-западного простирания в разных частях участка, в том числе и габбро-пегматиты в южной его части. Метадолериты поздней дайки отличаются от таковых ранних даек отсутствием порфирированных структур в закаленных породах и хорошо сохранившейся оцитово-структурой центральных частей тел.

Участок Тулос

Участок Тулос расположен в Западно-Карельском домене Карельского кратона (рис. 1). В районе оз. Тулос преобладают мезоархейские (около 2.80 млрд лет) ТТГ-гнейсы и неоархейские (около

2.7 млрд лет) высокотемпературные эндербиты, прерывистая полоса которых трассируется в меридиональном направлении в Западно-Карельском домене (Ранний докембрий ..., 2005; Hölttä et al., 2014).

Дайки мощностью от 10 до 60 м образуют в районе оз. Тулос рой северо-западного простирания, который прослежен в естественных обнажениях на площади 65×50 км на Российской территории и на сопредельной территории Финляндии (Vuollo, Nuhma, 2005).

Наиболее мощная и хорошо обнаженная дайка, расположенная на западном берегу оз. Корoppi, имеет четко выраженные зоны закалки на контактах с вмещающими гранитоидами, и неоднородное внутреннее строение, обусловленное вариациями мелкозернистых и крупнозернистых, а также меланократовых и лейкократовых разновидностей базитов. На удалении нескольких метров от контакта в дайке зафиксированы участки резкого снижения зернистости пород, субпараллельные простиранию тела и морфологически напоминающие внутренние зоны закалки в дайках Хатунойя.

Долериты дайкового роя района оз. Тулос хорошо сохранились. Главными минералами являются авгит, основной плагиоклаз, титано-магнетит. В единичных случаях установлены оливинсодержащие разновидности (рис. 4). В зонах закалки дайки оз. Корoppi обнажаются тонкозернистые афировые или плагиоклаз-порфирированные тонкозернистые породы, сохранившие первичные магматические авгит и основной плагиоклаз. Характерной особенностью закаленных пород дайки оз. Корoppi является наличие мелких гранофировых обособлений, содержание которых в породе составляет до 5 об. % (рис. 4). Центральная часть тела сложена среднезернистыми и крупнозернистыми долеритами с хорошо проявленной дифференциацией: в них есть существенно меланократовые и лейкократовые участки с резкими, но не закаленными границами между ними. В краевых частях тела, на удалении нескольких метров от контакта развиты среднезернистые долериты с элементами магматической расслоенности.

U-Pb изотопная геохронология

На участках оз. Малое Янисъярви и Хатунойя метаморфическая переработка вулканитов, силлов и даек сильно преобразовала магматические минералы, в том числе и бадделит, что резко ограничило возможность изотопного датирования этих пород. Попытки выделения аксессуарного циркона из наиболее крупнозернистых разновидностей даек и силлов дали лишь единичные зерна разной морфологии и окраски, в разной степени

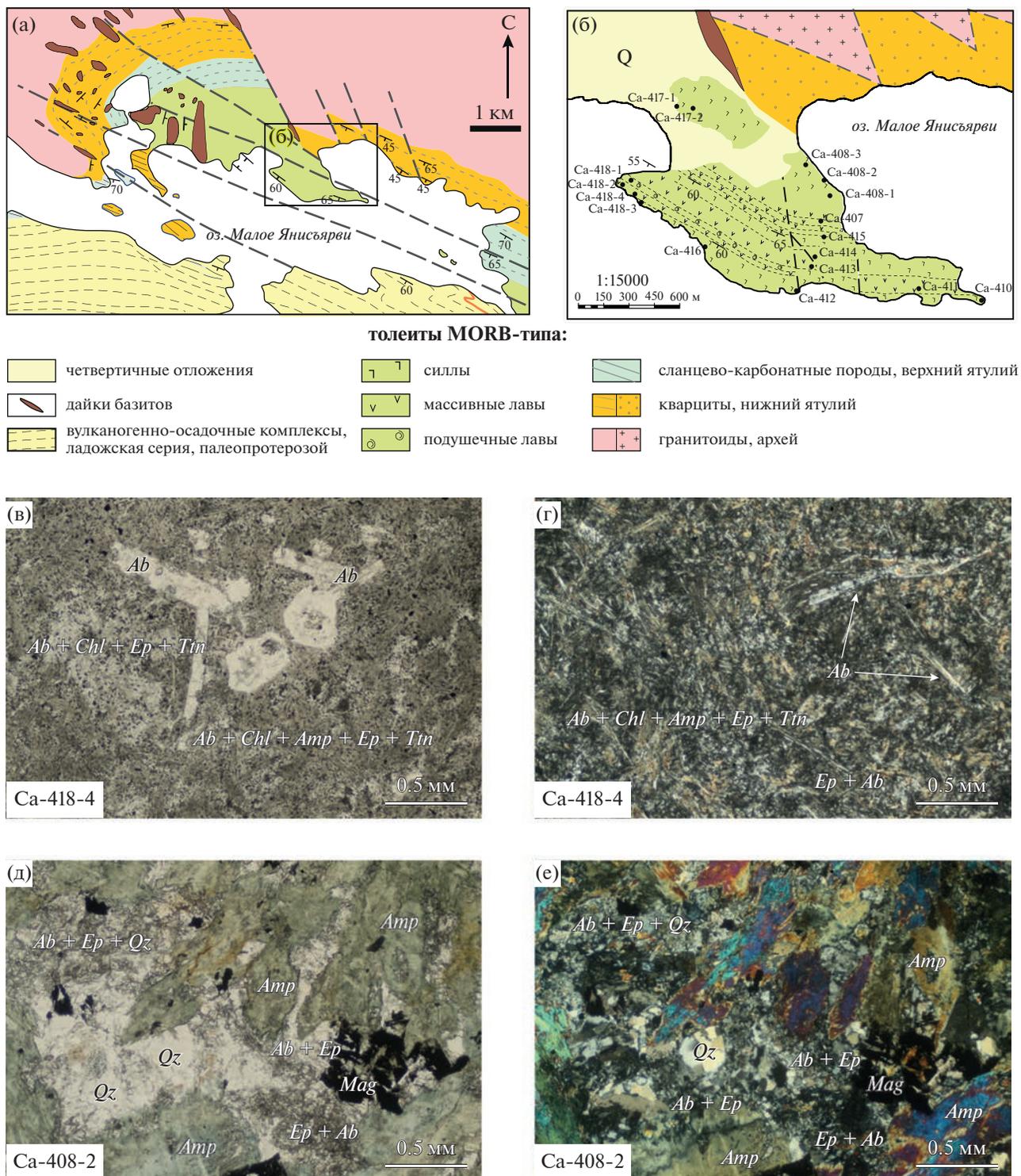


Рис. 2. Геологическое строение и петрографические характеристики пород на участке Малое Янисъярви. (а) – геологическая карта района оз. Малое Янисъярви по данным (Кратц, 1963; Хейсканен, 1980); (б) – схема геологического строения и положение метабазитов на мысе Хапаниеми по данным (Голубев, Светов, 1983) с упрощениями и с положением точек опробования, номера точек соответствуют номерам образцов в статье и Supplementary 2, ESM_2.xlsx; (в)–(е) фотографии прозрачных шлифов иллюстрируют структурные особенности пород: (в, г) – метавулканисты (в плоскополяризованном проходящем свете (PPL)) и (д, е) – метагабброиды (в PPL и скрещенных николях (XPL)). Здесь и далее аббревиатура минералов по (Warr, 2021).

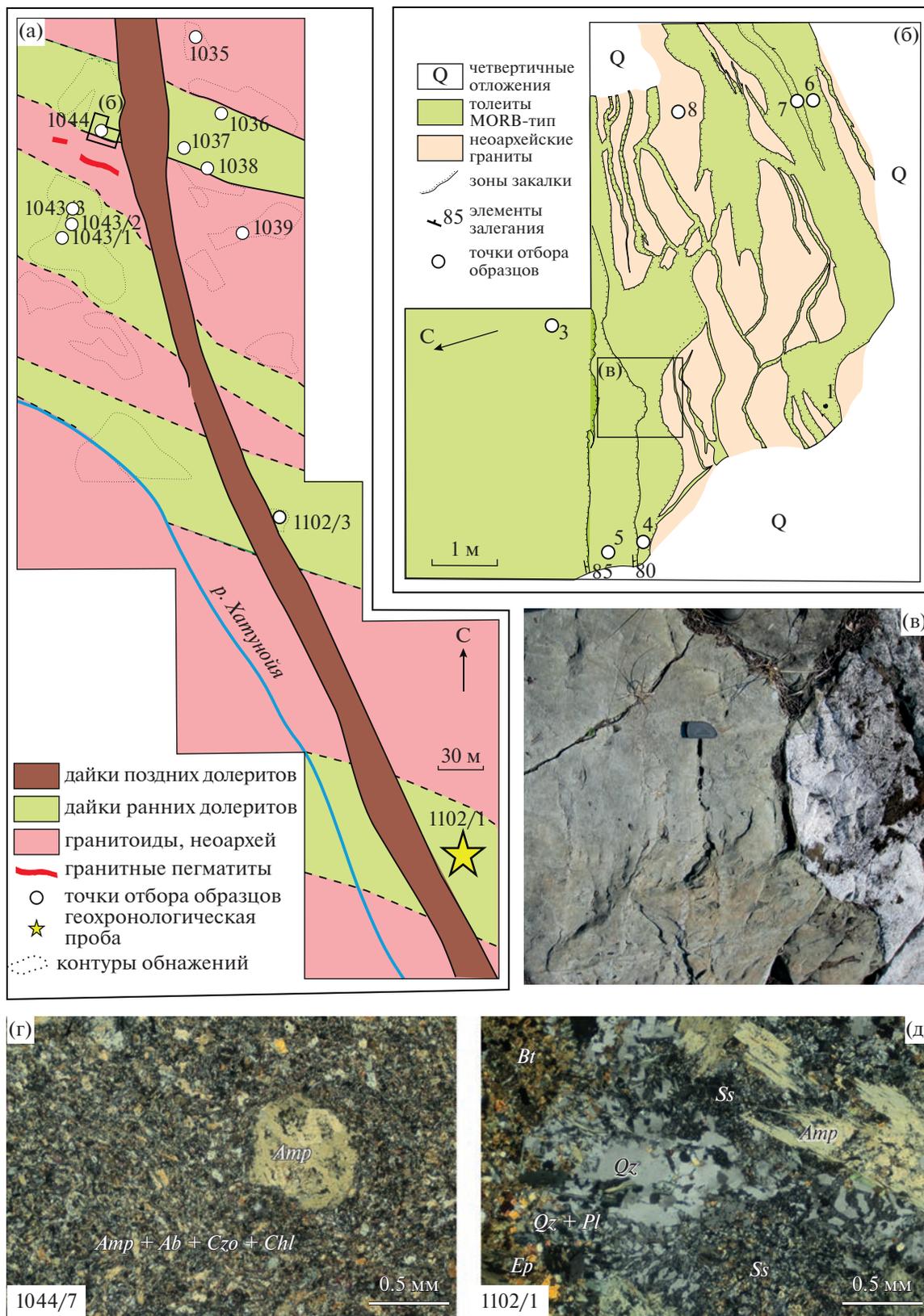


Рис. 3. Геологическое строение и петрографические характеристики пород на участке Хатунойя: геологическая схема соотношения ранних и поздних даек на участке Хатунойя (а) и схема внутреннего строения ранних даек (б); макро-скопические (в) и микроскопические (г) фотографии (XPL), иллюстрирующие зоны закалок внутри тел ранних даек на участке Хатунойя; (д) микрофото (XPL) образца датированного габбро-пегматита. Ss – агрегат соссюрита.

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных SIMS анализов циркона из обр. 1102-1 габбро-пегматита на участке Хатунойя

Точки анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст, млн лет		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ возраст, млн лет		D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	егг согт
						2120	±12	2109	±10										
1.1	0.12	750	1277	251	1.76	2120	±12	2109	±10	-0.5	2.57	0.67	0.131	0.59	7.02	0.89	0.389	0.67	0.75
2.1	0.09	415	2213	138	5.51	2109	±14	2100	±14	-0.4	2.58	0.77	0.130	0.78	6.94	1.10	0.387	0.77	0.70
3.1	0.00	261	252	88	1.00	2138	±14	2112	±14	-1.2	2.54	0.79	0.131	0.81	7.11	1.10	0.393	0.79	0.70
4.1	0.05	323	382	108	1.22	2117	±14	2112	±14	-0.2	2.57	0.77	0.131	0.78	7.03	1.10	0.389	0.77	0.70
5.1	0.02	760	1007	256	1.37	2131	±12	2111	±9	-0.9	2.55	0.67	0.131	0.49	7.07	0.83	0.392	0.67	0.80
6.1	0.00	105	224	35	2.20	2107	±19	2108	±24	0.1	2.59	1.10	0.131	1.40	6.97	1.70	0.387	1.10	0.62
7.1	0.09	203	267	68.2	1.36	2123	±15	2095	±18	-1.3	2.56	0.85	0.130	1.00	6.98	1.30	0.390	0.85	0.65
8.1	0.08	370	498	124	1.39	2115	±13	2092	±12	-1.1	2.57	0.72	0.130	0.68	6.94	0.99	0.388	0.72	0.73
9.1	0.01	440	2246	145	5.27	2089	±13	2113	±11	1.2	2.61	0.72	0.131	0.62	6.92	0.95	0.383	0.72	0.76
10.1	0.08	530	629	176	1.22	2104	±13	2106	±12	0.1	2.59	0.70	0.131	0.67	6.95	0.97	0.386	0.70	0.72

Примечание. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ; Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта TEMORA (1σ) – 0.26%. Коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb . D, % – дискордантность.

корродированные, которые, вероятнее всего, имеют ксеногенную природу.

Результативным оказался лишь обр. 1102/1 из небольшого шлира габбро-пегматита в ранней дайке на юге участка Хатунойя (рис. 3а). Из этого образца были выделены около 50 близких по облику зерен, представленных длиннопризматическими кристаллами и их обломками размером до 400 мкм, полупрозрачными, слабо окрашенными, с многочисленными включениями посторонних минеральных фаз (рис. 5), в целом типичных для магматического циркона габбро-пегматитов, связанных с заключительным этапом кристаллизации расплава. Повышенные концентрации U и Th при $\text{Th}/\text{U} > 1$ в этом цирконе (табл. 1) также являются аргументом в пользу его кристаллизации из сильно фракционированного базитового расплава.

U-Pb изотопные анализы были выполнены на SIMS SHRIMP-II для десяти наиболее представительных и сохранных зерен (рис. 5; Supplementary 3, ESM_3.jpg): они характеризуются конкордантными изотопными возрастными или незначительно дискордантными (степень дискордантности равна 1%). Среднее значение возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 2111 ± 6 млн лет (СКВО = 1.5) (рис. 6а, табл. 1). Морфологические особенности, внутреннее строение и геохимия циркона свидетельствуют о его кристаллизации из базитового расплава, соответственно, полученное значение возраста 2111 ± 6 млн лет отражает время внедрения ранних даек долеритов на участке Хатунойя.

На участке Тулос дайки сохранили магматические минеральные ассоциации. Бадделеит для U-Pb изотопного датирования был выделен из обр. Са-

253-6а крупнозернистого габбро-долерита из центральной части дайки (рис. 4б, 4е). Бадделеит представлен прозрачными, редко полупрозрачными псевдопризматическими, игольчатыми и пластинчатыми кристаллами светло-коричневого цвета и коричневого цвета с однородным внутренним строением. U-Pb изотопные исследования были выполнены для трех микронавесок (10–20 кристаллов) бадделеита размером <45 мкм (№ 1–3, табл. 2) различного облика. Изученный бадделеит характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (<3.0%), или конкордантен (№ 3), точки его изотопного состава аппроксимируются дискордией (рис. 6б), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2118 ± 5 (СКВО = 0.15), нижнее – 505 ± 290 млн лет (рис. 6б). Значение конкордантного возраста составляет 2126 ± 5 млн лет (СКВО = 2.0).

Элементная и изотопная геохимия

На участке Малое Янисъярви мелкозернистые метабазиты с подушечными и массивными текстурами, которые рассматриваются как метавулканыты, отвечают толеитовым базальтам. Породы имеют узкий интервал содержания MgO 8.3–6.8 мас. %, незначительные вариации большинства петрогенных и редких элементов и очень низкие концентрации всех несовместимых элементов (рис. 7; Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Общей особенностью метавулканытов являются сильно деплетированные спектры легких PЗЭ (La_N/Sm_N от 0.41 до 0.73), нефракционированные спектры тяжелых PЗЭ (Gd_N/Yb_N от 0.97 до 1.2) и резкие положительные аномалии ниобия (Nb/Nb^* от 1.5 до 1.7) и стронция (рис. 8а; Supplementary 2,

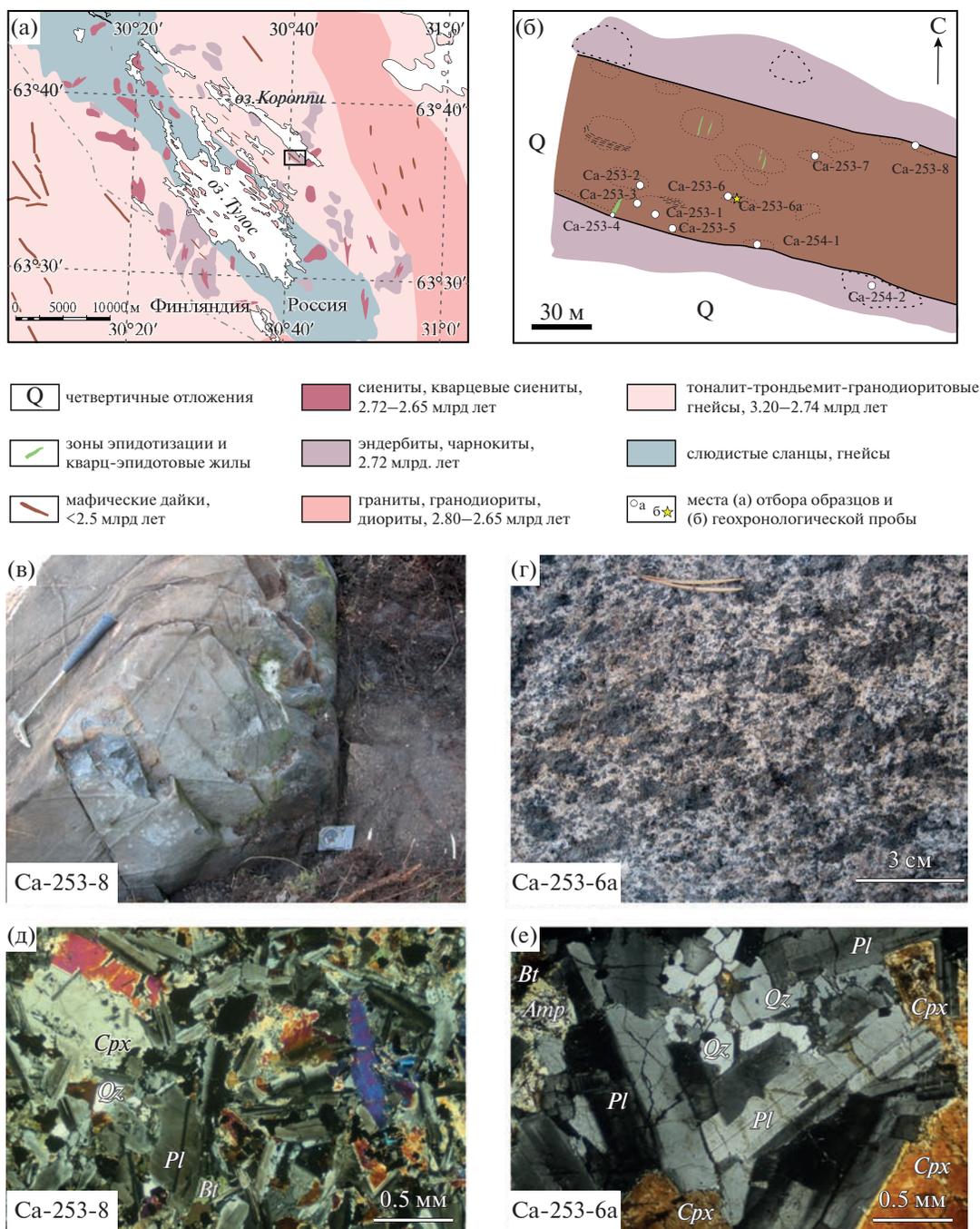


Рис. 4. Геологическое строение и петрографические характеристики пород на участке Тулос. (а) – схема геологического строения района оз. Тулос по данным (Ранний докембрий ..., 2005; Geological map ..., 2001); (б) – схема строения и опробования дайки Короппи (коричневый цвет) на участке Тулос, номера точек соответствуют номерам образцов в статье и Supplementary 2, ESM_2.xlsx, пунктиром показаны контуры обнажений; (в)–(е) текстурные и структурные особенности базитов дайки Короппи: (в, д) – зона закалки на контакте с гранитоидами, фотография обнажения (в) и шлифа в ХРЛ (д); (г, е) – крупнозернистое габбро в центральной части дайки, фотография обнажения (г) и прозрачного шлифа (е), николи скрещены.

ESM_2.xlsx). По концентрациям несовместимых элементов и характеру распределения РЗЭ метавулканиды сопоставимы с наиболее деплетированными базальтами срединно-океанического хребта Колбейсей (рис. 8а).

Мелкозернистые метабазиты из зон закалки силлов по составу близки к метавулканидам. Среднезернистые метабазиты, представляющие, вероятно, внутренние части силлов, по сравнению с зонами закалки обогащены MgO, Al₂O₃, Cr

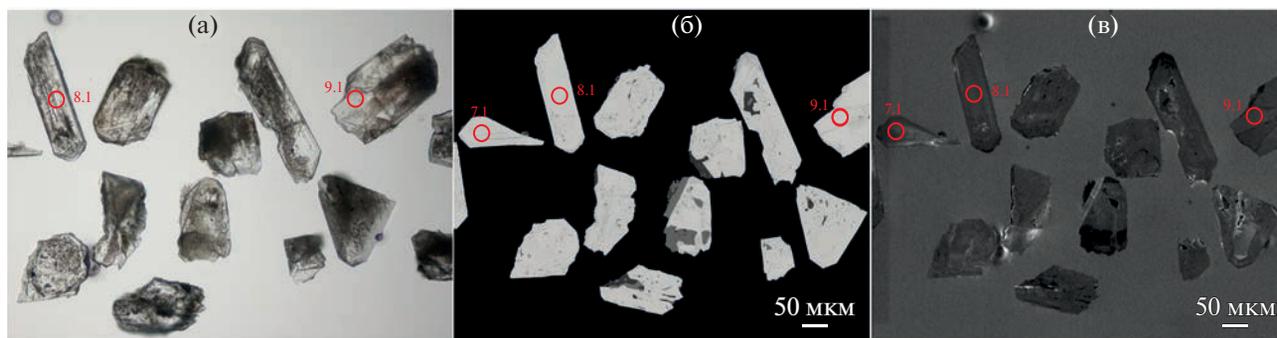


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из габбро-пегматита (обр. 1102/1) на участке Хатунойя в проходящем свете (а), в обратно-отраженных электронах (б) и в катодоллюминисценции (в). Фотографии всех зерен циркона с положением датированных точек см. в Supplementary 3, ESM_3.jpg.

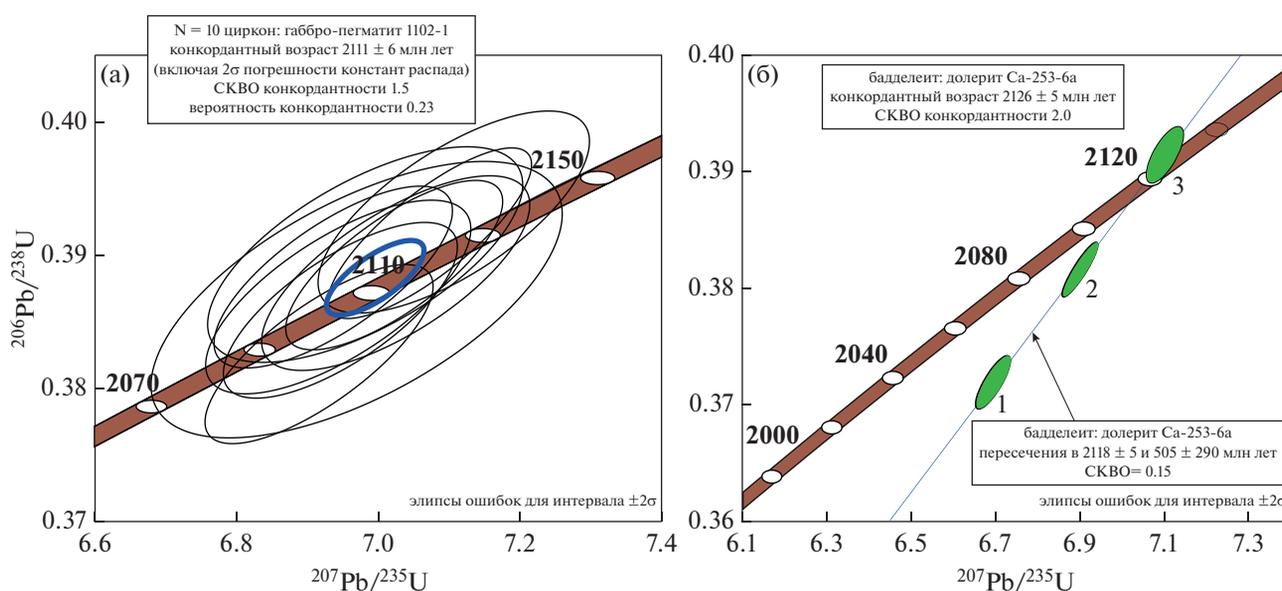


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для циркона из габбро-пегматита ранней дайки на участке Хатунойя (а) и бадделеита из крупнозернистого долерита на участке Тулос (б).

и Ni, обеднены Fe_2O_3 , TiO_2 и несовместимыми элементами и близки по характеру распределения РЗЭ и величинам положительных Nb-аномалий (рис. 7, 8а; Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Два образца метавулканитов и образец силла имеют близкий высокорadioгенный изотопный состав неодима: $\epsilon_{\text{Nd}}(2110) = +3.2 \pm 0.5$ (табл. 3).

На участке Хатунойя долериты ранних даек при содержании MgO 8.7–6.2 мас. % имеют умеренные концентрации SiO_2 , Al_2O_3 , Sr, Ni и повышенные Fe_2O_3 , TiO_2 и большинства несовместимых элементов (рис. 7; Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Максимальное обогащение несовместимыми элементами на фоне снижения концентрации MgO до 2.8 мас. % установлено в образцах крупнозернистых и пегматоидных габбро, отобранных из центральных частей мощных даек (рис. 3; Supplementary 2,

ESM_2.xlsx). РЗЭ в дайках имеют слабо фракционированные спектры легких и тяжелых лантаноидов (La_N/Sm_N от 0.84 до 1.3, Gd_N/Yb_N от 1.0 до 1.2), Nb-аномалии имеют переменный знак (Nb/Nb^* от 0.84 до 1.2), в габбро-пегматите появляются резкие отрицательные аномалии Sr и Ti (рис. 8б). Изотопный состав неодима в дайках практически постоянный, $\epsilon_{\text{Nd}}(2110) = +2.4 \pm 0.3$ (табл. 3).

На участке Тулос долериты при содержании MgO от 7.0 до 2.3 мас. % имеют низкие концентрации Sr и Ni, высокие содержания Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 и всех несовместимых элементов (рис. 7; Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Примечательно, что практически все разнообразие составов долеритов разных даек роя повторяется в одной мощной дайке Короппи (рис. 8в; Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Например, в дайке Короппи базиты

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных ID-TIMS анализов бадделеита из обр. Са-253-ба крупнозернистого габбро-долерита на участке Тулос

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика (цвет и габитус)	U/Pb*	Pb _c /Pb _t	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	<45, 20 зер., св.-кор., игольч.	2.7	0.003	876	0.1306 ± 2	0.0304 ± 2	6.6947 ± 220	0.3719 ± 14	0.82	2072 ± 6	2038 ± 5	2106 ± 3
2	<45, 17 зер., т.-кор., пр.	2.6	0.015	1722	0.1312 ± 1	0.0270 ± 1	6.9014 ± 138	0.3816 ± 7	0.91	2099 ± 4	2084 ± 4	2114 ± 1
3	<45, 10 зер., кор., пласт.	2.6	0.0003	1190	0.1319 ± 2	0.0275 ± 1	7.1013 ± 210	0.3915 ± 9	0.72	2124 ± 6	2129 ± 4	2119 ± 4

Примечание. Pb_c – обычный свинец; Pb_t – общий свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. ^aИзмеренные изотопные отношения; ^bизотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

* Навеска бадделеита не определялась.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для базитов Карельского кратона и вмещающих гранитоидов

Номер образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (2100)
участок Малое Янисьярви						
Са-413-1	т/з метабазит	1.91	5.39	0.2147	0.513077 ± 6	3.71
Са-418-1	т/з метабазит	1.86	5.12	0.2194	0.513098 ± 8	2.84
Са-408-1	м/з метадолерит	1.40	3.77	0.2247	0.513186 ± 9	3.10
участок Хатунойя						
1043/2-1	кр/з метадолерит	2.93	9.25	0.1913	0.512691 ± 8	2.51
1043/2-2	м/з метадолерит	2.78	8.73	0.1924	0.512698 ± 8	2.36
1044/3	т/з метадолерит	3.14	9.81	0.1934	0.512730 ± 7	2.69
1102/1	габбро-пегматит	9.57	32.39	0.1786	0.512495 ± 6	2.12
1039/1	гранодиорит	7.54	37.16	0.1223	0.511299 ± 8	-5.98
1044/8	трондьемит	4.98	26.49	0.1136	0.511173 ± 7	-6.09
участок Тулос						
Са-253-1	м/з долерит	3.89	15.51	0.1517	0.512026 ± 9	0.26

из зон закалки имеют менее магнезиальные составы по сравнению с базитами из их внутренних частей (рис. 4б; Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Для долеритов характерны слабо обогащенные спектры легких РЗЭ (La_N/Sm_N от 1.6 до 2.2), слабо обедненные спектры тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N от 1.3 до 2.2) и отрицательные Nb-аномалии (Nb/Nb* от 0.53 до 0.96) (рис. 8в; Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Датированный обр. Са-253-ба из центральной части дайки Короппи на участке Тулос имеет величину ε_{Nd}(2110) = +0.3 (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Метаморфические и сопряженные метасоматические преобразования минерального состава метабазитов имели, во-видимому, очень ограниченное влияние на геохимические характеристики протолитов изученных мафических пород. Наиболее ярко эти преобразования были проявлены в краевых частях нескольких даек на участке Хатунойя, где резко повышены концентрации K₂O, Rb и Ba, что, вероятно, связано с привнесением этих элементов из вмещающих гранодиоритов, а

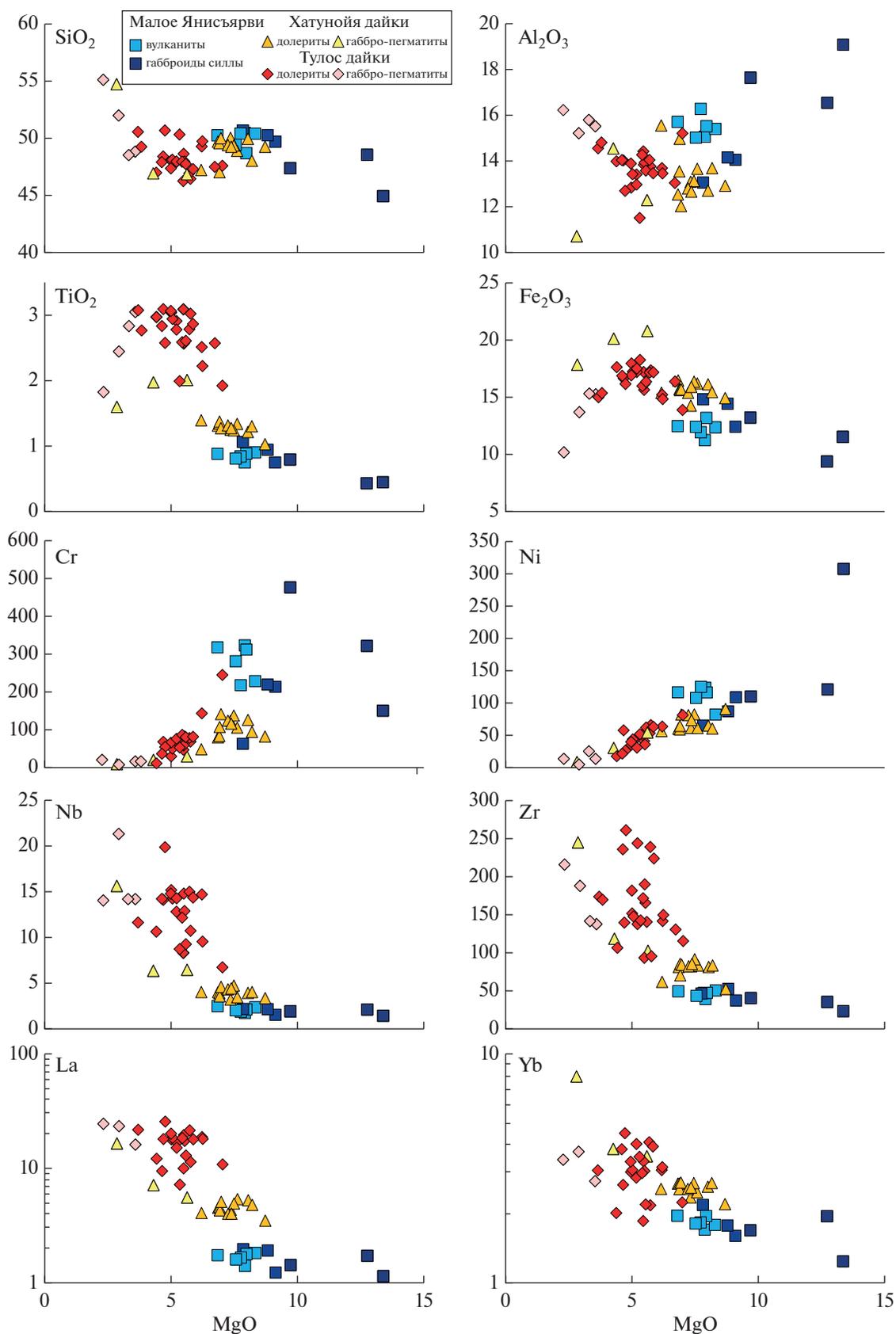


Рис. 7. Диаграммы MgO–элементы для основных вулканитов и даек с возрастом 2100 млн лет, опробованных на участках Малое Янисъярви, Хатуной и Туос.

широкие вариации содержания Pb коррелируют с содержанием серы и контролируются наложенной сульфидной минерализацией (Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Большинство элементов сохранили особенности магматических протолитов, что позволяет выделить среди изученных мафических даек, силлов и вулканитов два геохимических типа. Деpletedированные толеиты слагают дайки участка Хатунойя и вулканиты и силлы района оз. Малое Янисьярви. Обогащенные толеиты представлены в дайках на участке Тулос.

Возрастная позиция и корреляция depletedированных толеитов Приладожья в Раахе-Ладожской зоне

Как отмечалось выше, основные вулканиты и дайки depletedированных толеитов в Северном Приладожье сопоставлялись многими исследователями с базитами офиолитового комплекса Йорма (Хейсканен, 1990; Ivanikov et al., 1998; Васильева, 2000). Это определяло представление о преобладании на этой территории основного магматизма около 1.95 млрд лет назад. В свете новых данных это положение требует пересмотра.

На участке Хатунойя depletedированные толеиты с возрастом 2111 ± 6 млн лет в ранних дайках по структурным особенностям “дайка в дайке”, по геохимическим и изотопным характеристикам близки к таковым в дайках более молодого офиолитового комплекса Йорма с возрастом 1.95 млрд лет. При этом толеиты даек Хатунойя отличаются чуть меньшими концентрациями наиболее несовместимых элементов, таких как легкие и средние РЗЭ, Nb и Zr, и несколько менее радиогенным изотопным составом неодима (рис. 9а, 9б). Такое сходство двух разновозрастных дайковых комплексов указывает на близкие условия их образования, что дополняет аргументацию предположения о двух разновременных, 2.10 и 1.95 млрд лет, эпизодах раскола континентальной литосферы на западном краю Карельского кратона (Lahtinen et al., 2015). Поздняя дайка на участке Хатунойя контрастно отличается от ранних даек (2.10 млрд лет) по ориентировке, составу и внутреннему строению, и, вероятно, была связана с магматическим эпизодом другого возраста, идентификация которого требует дополнительных геохронологических и геохимических исследований.

На участке Малое Янисьярви depletedированные толеиты не удалось датировать. Тем не менее имеющиеся данные свидетельствуют в пользу их принадлежности к вулканическому комплексам с возрастом 2.10 млрд лет и противоречат их корреляции с более молодыми вулканитами комплекса Йорма (Хейсканен, 1990; Ivanikov et al., 1998; Васильева, 2000). Во-первых, вулканогенно-осадочный разрез структуры Малое Янисьярви проры-

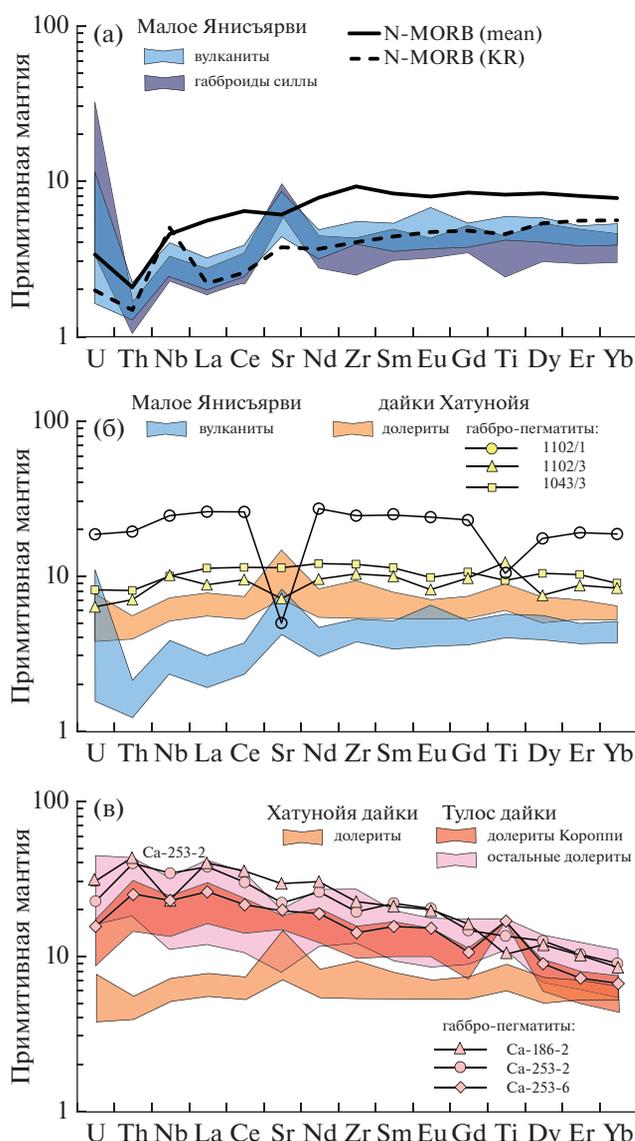


Рис. 8. Мультиэлементные диаграммы (нормировано к примитивной мантии: Wenderpohl, Hartmann, 1994): (а) – метавулканиты и габброиды участка Малое Янисьярви, N-MORB(mean): средний состав базальтов срединно-океанических хребтов мира (White, Klein, 2014), N-MORB(KR) – средний состав базальтов срединно-океанического хребта Колбейсей (Klein, 2003); (б) – дайки метабазитов участка Хатунойя в сравнении с метавулканитами участка Малый Янисьярви; (в) – дайки базитов участка Тулос в сравнении с дайками участка Хатунойя.

вают габброиды с возрастом около 2.08 млрд лет (Мыскова и др., 2022). Во-вторых, по геохимическим и Sm-Nd изотопным характеристикам основные вулканиты структуры оз. Малое Янисьярви близки к вулканитам комплексов Тохмоярви и Йоуттиапа (рис. 9б, 9в) с возрастом около 2.10 млрд лет (Nuhma, 1986; Nuhma et al., 1990), а также к ос-

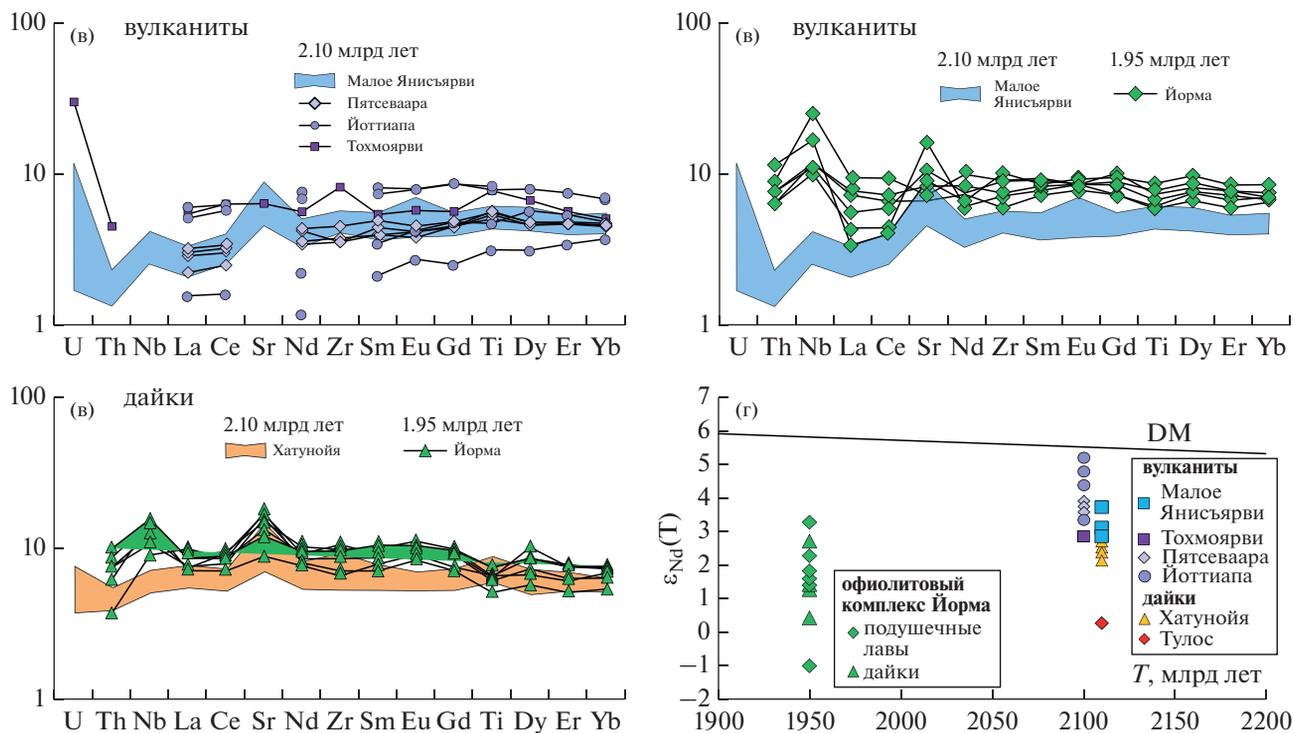


Рис. 9. Сравнение геохимических и изотопных характеристик вулканитов и даек деплетированных толеитов с возрастными 2.10 и 1.95 млрд лет из западной части Карельского кратона (Раахе-Ладожская зона). (а–в) – мультиэлементные диаграммы (нормировано к примитивной мантии: Wenderpohl, Hartmann, 1994): (а) – вулканиты с возрастом 2.10 млрд лет из участков Малое Янисъярви (это исследование), Пятсеваара (Матреничев, Матреничев, 2010), Йоттиапа (Nuhma et al., 1990) и Тохмоярви (Nykänen et al., 1994); (б) – вулканиты с возрастом 2.10 млрд лет участка Малое Янисъярви и вулканиты с возрастом 1.95 млрд лет из комплекса Йорма (Peltonen et al., 1996); (в) – дайки с возрастом 2.10 млрд лет из участка Хатунойя и дайки с возрастом 1.95 млрд лет из комплекса Йорма (Peltonen et al., 1996); (г) – диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ –возраст для вулканитов и даек с возрастными 2.10 и 1.95 млрд лет из Раахе-Ладожской зоны по нашим данным и из работ (Nuhma, 1986; Nuhma et al., 1990; Nykänen et al., 1994; Peltonen et al., 1996; Матреничев, Матреничев, 2010).

новным вулканитам свиты Пятсеваара (рис. 9б, 9в), которые представляют нижнюю часть разреза сортавальской серии (Матреничев и др., 2004; Матреничев, Матреничев, 2010). Напротив, в сравнении с основными вулканитами структуры оз. Малое Янисъярви вулканиты комплекса Йорма отличаются более высокими концентрациями РЗЭ (рис. 9г) и менее радиогенным изотопным составом неодима (рис. 9б).

Таким образом, представление о широком распространении в Северном Приладожье возрастных аналогов офиолитового комплекса Йорма с возрастом 1.95 млрд лет (Хейсканен, 1990; Ivanikov et al., 1998; Васильева, 2000) не согласуется с новыми данными. Результаты наших исследований, напротив, дают основание утверждать, что на территории Северного Приладожья широко проявлен магматизм 2.10 млрд лет назад, и что западная окраина Карельского кратона 2.10 млрд лет назад, наиболее вероятно, представляла собой область активного основного магматизма, где доминирующую роль играли вулканиты и дайки деплетированных толеитов.

Петрология деплетированных и обогащенных толеитов с возрастом 2.10 млрд лет на Карельском кратоне

Каждая из трех выделенных групп пород, вулканиты и дайки деплетированных толеитов и дайки обогащенных толеитов, обладает отличительными геохимическими и изотопными характеристиками, которые связаны со спецификой зарождения и эволюции их материнских магм.

Вулканиты деплетированных толеитов из разреза структуры оз. Малое Янисъярви имеют очень узкие вариации составов, что указывает на минимальную дифференциацию их материнских магм в промежуточной камере. Напротив, широкие вариации концентраций MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr и Ni в силлах (рис. 7), вероятно, связаны с дифференциацией расплавов на уровне их становления, с участием в кумулюсной ассоциации разных пропорций оливина, клинопироксена, плагиоклаза и хромита. Концентрации HFSE и REE в вулканитах и силлах имеют ограниченные и закономерные вариации (рис. 7, 8), что в сочетании с умеренным содержанием MgO в породах может ука-

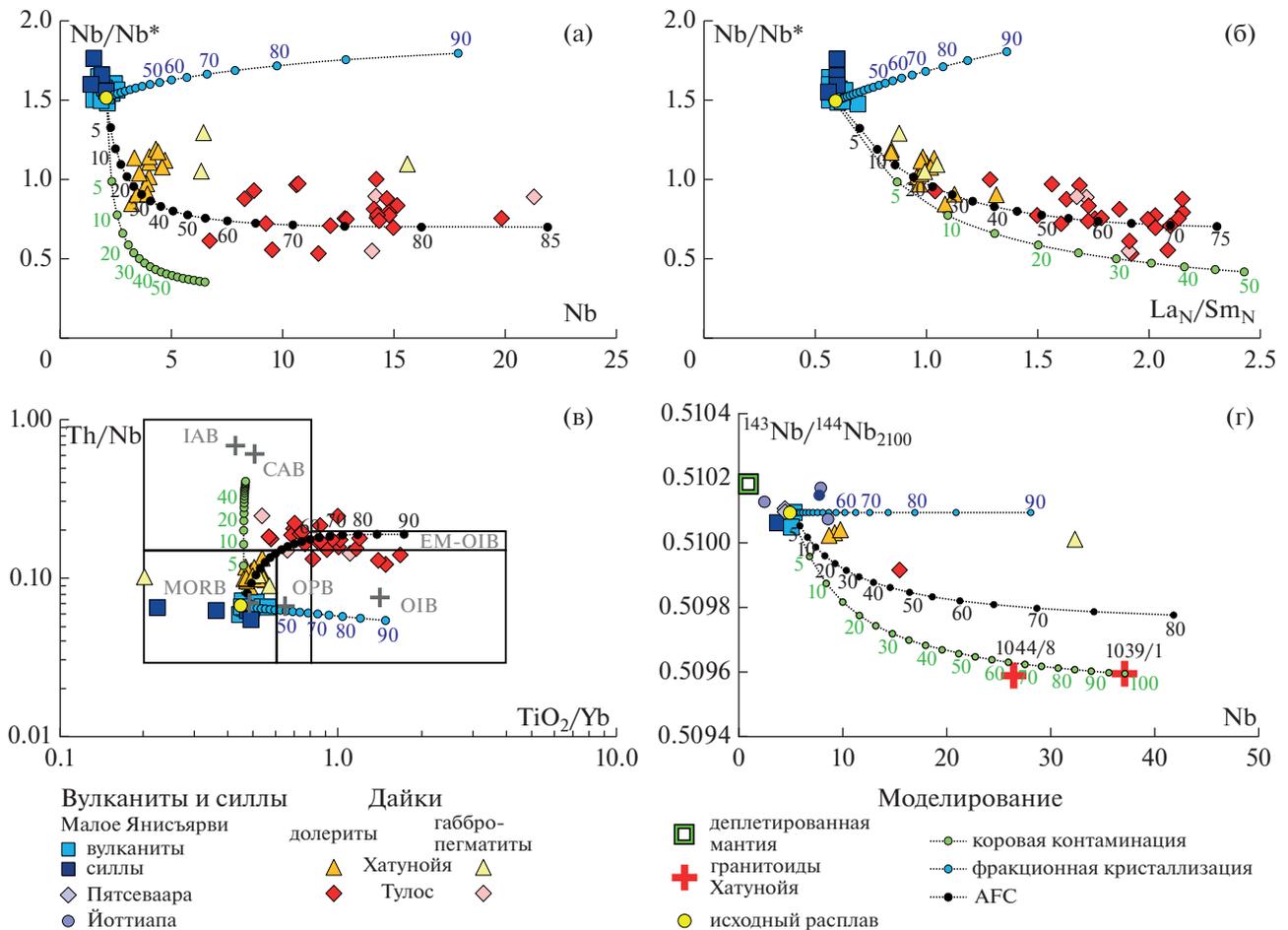


Рис. 10. Вариации содержаний несовместимых элементов и изотопного состава Nd в базитах с возрастом 2.1 млрд лет на Карельском кратоне и результаты модельных расчетов процессов фракционной кристаллизации, коровой контаминации и их сочетания (AFC). Исходный расплав соответствует наиболее примитивному вулканисту MORB-типа, обр. Са-413-1 (Supplementary 2, ESM_2.xlsx). В процессе дифференциации исходного расплава удалялась ассоциация 10% *OI* + 50% *Cpx* + 40% *Pl*, для оценки состава и соотношений фаз в которой были использованы проведенные ранее расчеты дифференциации даек MORB-типа (Stepanova et al., 2014). Оценка степени коровой контаминации исходного расплава получена с привлечением данных по среднему составу архейской коры (ACC) (Rudnick, Fountain, 1995); изотопный состав Nd контаминанты соответствует образцу архейского гранодиорита 1039/1 на участке Хатунойя (табл. 3). В рассчитанной модели дифференциации совместной с коровой контаминацией (AFC) состав исходного расплава соответствует деплетированному толеиту, обр. Са-413-1, кумулат включает 10% *OI* + 50% *Cpx* + 40% *Pl* и контаминанту, соответствующую средней архейской континентальной коре (ACC, Rudnick, Fountain, 1995). Небольшая доля контаминанты ($r = 0.2$) в расчетах обусловлена Sm-Nd изотопно-геохимическими характеристиками обогащенных толеитов. Поля на диаграмме $TiO_2/Yb - Th/Nb$ по данным (Pearce et al., 2021). Исходные данные, использованные в расчетах, приведены в Supplementary 4, ESM_4.xlsx.

зывать на незначительное фракционирование их материнских магм. Еще одним фактором, который мог обусловить вариации составов вулканистов, являлась контаминация основных магм коровым материалом. Аргументом в пользу этого процесса служат небольшие вариации изотопного состава неодима и смещение части точек вулканистов по линии обратной корреляции ($^{143}Nd/^{144}Nd$)₂₁₀₀-Nd (рис. 10), которое могло быть обеспечено при небольшой добавке архейских гранитоидов в базиты.

Высокие положительные величины $\epsilon_{Nd}(2110)$ в основных вулканистах структуры оз. Малое Яни-

съярви ($+3.3 \pm 0.4$), в Северном Приладожье ($+3.8 \pm 0.1$, Матреничев, Матреничев, 2010) и поясе Перапохья ($+4.3 \pm 0.9$, Nuhma et al., 1990) указывают на деплетированный мантийный источник расплавов, который по изотопным и геохимическим характеристикам отвечал деплетированной мантии (Goldstein, 1988). Нефракционированные спектры тяжелых РЗЭ в вулканистах деплетированных толеитов указывают на их зарождение в равновесии с безгранатовым реститом.

В дайках деплетированных толеитов долериты разных фаз внедрения в структурах «дайка в дай-

ке» имеют близкие составы, что указывает на незначительную роль дифференциации материнских расплавов в промежуточных камерах и/или ограниченный временной интервал формирования этого комплекса. Широкие вариации содержаний петрогенных и редких элементов обусловлены наличием крупнозернистых и пегматоидных габбро, которые слагают линзы и шпирь в центральных частях мощных даек. Наблюдаемые тренды изменения составов со снижением содержаний MgO, Cr и Ni, резким ростом и последующим падением содержаний Fe₂O₃, TiO₂ и V в лейкократовых и пегматоидных разновидностях, устойчивым ростом концентраций P₂O₅, Zr, Th, Nb и PЗЭ (рис. 7; Supplementary 2, ESM_2.xlsx), вероятно, контролировались глубокой дифференциацией основного расплава *in situ* в ходе последовательной кристаллизации оливина, плагиоклаза, клинопироксена и Fe-Ti оксидов. Близкие величины (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₂₁₀₀ в долеритах и поздних габбро-пегматитах показывают, что дифференциация даек *in situ* происходила без привноса дополнительной коровой компоненты (рис. 10).

Сходство составов даек и вулканитов деплетированных толеитов по геохимическим и изотопным характеристикам указывает на общий источник и близкие условия генерации расплавов. Их небольшие различия при близком содержании MgO можно объяснить контаминацией базальтовых расплавов архейскими гранитоидами (рис. 10), низкая степень которой согласуется с оценками степени коровой контаминации (1–6%), полученными для даек деплетированных толеитов из центральной части Карельского кратона (Stepanova et al., 2014). Таким образом, ранние дайки деплетированных толеитов на участке Хатуной являются комагматами вулканитов деплетированных толеитов структуры оз. Малое Янисъярви.

В дайках обогащенных толеитов на участке Тулос структурные неоднородности “дайка в дайке” указывают на пульсационное поступление расплава из промежуточной камеры. При этом породы зоны закалки имеют более высокое содержание SiO₂ по сравнению с долеритами на удалении нескольких метров от контакта, что предполагает более высокий вклад коровой контаминации в более ранние порции расплава. Повышенная концентрация MgO в долеритах краевой части тела по сравнению с зоной закалки подтверждает пульсационный характер поступления расплавов. При кристаллизации расплавов *in situ* наблюдается снижение содержаний Fe₂O₃ и TiO₂ при достижении MgO ~ 5 мас. %, что свидетельствует о начале кристаллизации в кумулюсной ассоциации титаномагнетита. Остаточные расплавы в дайках обогащенных толеитов характеризуются низким содержанием MgO, высокими концентрациями SiO₂, Al₂O₃ и несовместимых элементов. Наряду с

фракционной кристаллизацией, в петрогенезисе обогащенных толеитов значимую роль играла коровая контаминация. На это указывают геохимические и изотопные характеристики этих пород, такие как отрицательные Nb-аномалии, обогащение легкими PЗЭ и низкоррадиогенный изотопный состав неодима. Таким образом, образование обогащенных толеитов происходило при сочетании процессов фракционной кристаллизации и коровой контаминации (AFC) расплавов деплетированных толеитов. На большинстве диаграмм составы обогащенных толеитов продолжают тренды изменения составов обедненных толеитов (рис. 7), которые близки к модельным трендам AFC (рис. 10).

Связь обогащенных толеитов с глубинным плюмовым OIB-источником, которую можно было бы предположить на основании расположения точек составов этих пород на диаграмме Th/Nb–TiO₂/Yb в области EM-OIB (рис. 10в), представляется маловероятной. Наблюдаемое в обогащенных толеитах увеличение значений TiO₂/Yb со смещением точек составов в область EM-OIB происходило на фоне роста концентрации Yb при снижении MgO (рис. 7) и могло быть связано с фракционированием клинопироксена, в котором коэффициент распределения K_DYb больше, чем K_DTi (Rollinson, Pease, 2021). Кроме того, базиты с возрастом около 2.1 млрд лет с “чистыми” OIB геохимическими характеристиками, которые могли бы служить родоначальными расплавами для обогащенных толеитов, внутри Карельского кратона не установлены (Davey et al., 2022 и наши исследования).

Таким образом, приведенные петрологические данные показывают, что вулканиты с характеристиками деплетированных толеитов на участке Малое Янисъярви представляют относительно малоглубинный и практически не контаминированный расплав, образованный из деплетированного астеносферного источника. Дайки деплетированных толеитов являются производными того же расплава, но с небольшой долей коровой контаминанты. Расплавы с характеристиками обогащенных толеитов, вероятно, также образовались за счет деплетированных толеитовых расплавов при сочетании процессов дифференциации и коровой контаминации. Таким образом, изученные геохимические типы базитов с возрастом 2.1 млрд лет могли быть сформированы из близких по составу первичных расплавов, образованных за счет плавления деплетированного мантийного источника, а вариации составов пород обусловлены разной степенью дифференциации и контаминации коровым материалом.

*Крупная магматическая провинция суперкратона
Сьюпериа и геодинамика раскола Карельского
кратона 2.1 млрд лет назад*

Основные вулканы и дайки вулканитов с возрастом 2.1 млрд лет на западной окраине Карельского кратона являются лишь небольшой частью крупной магматической провинции, фрагменты которой выявлены в архейских блоках Фенноскандинавского и Канадского щитов, составлявших неоархейский континент – суперкратон Сьюпериа (Bleeker, 2003; Ernst, Bleeker, 2010; Davey et al., 2022). В составе этой крупной магматической провинции преобладали базиты, образовавшиеся при процессах дифференциации и коровой контаминации глубинных плюмовых (WPB-тип или OIB-тип) и малоглубинных астеносферных (MORB-тип) мантийных магм (Davey et al., 2022). Чистые мантийные расплавы OIB- и MORB-типов, минимально преобразованные в ходе подъема через континентальную литосферу, имели ограниченное распространение.

Неконтаминированные базиты OIB-типа известны только в кратоне Херн, где мафические силлы и дайки с возрастом 2.11 млрд лет обогащены TiO_2 и HFSE, деплетированы тяжелыми РЗЭ $(Gd/Yb)_N \geq 3$, имеют положительные Nb-аномалии и умеренно радиогенный изотопный состав неодима ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -0.5 до $+1.0$) (Aspler et al., 2002). По всем этим характеристикам базиты в кратоне Херн отвечают OIB и могли образоваться за счет глубинного гранат-равновесного источника магм под мощной архейской литосферой (Aspler et al., 2002). Кроме того, туффииты среднего состава с геохимическими характеристиками OIB-типа и возрастом около 2.1 млрд лет были обнаружены на западном краю Карельского кратона (Perttunen, Hanski, 2003), хотя дайки и вулканы с такими характеристиками здесь не известны.

Базиты MORB-типа, типичными представителями которых являются изученные деплетированные толеиты, известны только на Карельском кратоне и в смежном Беломорском подвижном поясе (Vuollo, Huhma, 2005; Stepanova et al., 2014; Stepanova et al., 2022; Davey et al., 2022) и не известны на других кратонах суперкратона Сьюпериа (Davey et al., 2022). На Карельском кратоне базиты MORB-типа, претерпевшие минимальную контаминацию и внедрявшиеся в обстановке интенсивного растяжения, имеют площадное распространение (Stepanova et al., 2014). Это указывает на то, что около 2.1 млрд лет назад весь Карельский кратон имел утоненную литосферу, подвергался растяжению и заложению глубинных разломов, которые дренировали астеносферную мантию. Наиболее интенсивно эти процессы происходили на западном краю Карельского кратона, где на поверхность поступали минимально контамини-

рованные магмы, образованные при плавлении деплетированного астеносферного источника.

Важно отметить, что контрастные по условиям зарождения базиты MORB- и OIB-типа локализованы в Карельском кратоне и кратоне Херн, которые, согласно палеоконтинентальным реконструкциям, располагались рядом в суперкратоне Сьюпериа до 2.1 млрд лет назад (Ernst, Bleeker, 2010; Davey et al., 2022). Близкая пространственная позиция этих кратонов обоснована комплексом данных, включая (Ernst, Bleeker, 2010): (1) сходство строения и состава разрезов палеопротерозойских вулканогенно-осадочных бассейнов; (2) присутствие на краях обоих кратонов реликтов древней палеоархейской коры; (3) присутствие на территории обоих кратонов роев мафических даек с возрастом около 2.1 млрд лет. На соседство этих кратонов может указывать также присутствие на западном краю Карельского кратона пачки туффиитов с OIB геохимическими характеристиками и возрастом 2.1 млрд лет (Perttunen, Hanski, 2003), вулканогенный материал в которые мог поступать с территории кратона Херн (Aspler et al., 2002).

Раскол с разделением Карельского кратона и кратона Херн произошел около 2.1 млрд лет назад, о чем свидетельствует наличие на краях этих кратонов породных ассоциаций пассивных окраин с возрастом 2.1 млрд лет (Kohonen, 1995; Ansdell et al., 2000; Najnal et al., 2005). Причиной этого раскола, по мнению большинства исследователей (Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995; Aspler et al., 2002; Lahtinen et al., 2015; Kõykkä et al., 2019), являлся подъем глубинного плюма, но динамика взаимодействия плюма с континентальной литосферой не обсуждалась.

В масштабе суперкратона Сьюпериа, геометрия этого плюма реконструирована по радиальному рою мафических даек с возрастом около 2.1 млрд лет. Предполагается, что центр плюма отвечал центру радиального роя даек Марафон (Halls et al., 2008) и располагался между кратонами Сьюперииор и Вайоминг (Ernst, Bleeker, 2010). Согласно такой реконструкции, Карельский кратон и кратон Херн располагались на периферии этого плюма, на расстоянии более 1000 км от его центра (Ernst, Bleeker, 2010; Davey et al., 2022). При столь значительной удаленности этот плюм не мог привести к расколу литосферы (Lavecchia et al., 2017).

Глубинный плюм, породивший базитовый магматизм OIB-типа под кратоном Херн около 2.1 млрд лет назад, рассматривался как возможная причина раскола этого кратона (Aspler et al., 2002), хотя однозначных свидетельств этому нет. Все базиты OIB-типа в кратоне Херн сосредоточены в бассейне Гурвиц по внутренней части кратона на удалении примерно 250 км от его пассивной окраины, где базиты этого типа неизвестны.

Проявления OIB магматизма с возрастом 2.1 млрд лет также не известны и на западном краю Карельского кратона (Davey et al., 2022), хотя присутствие здесь туффигов с OIB материалом (Perttunen, Hanski, 2003) подтверждает дистальные проявления магматизма этого типа. Согласно расчетным моделям, при удаленности на 250 км от зоны раскола плюом мог служить лишь дополнительной фактором раскола литосферы за счет ее прогрева, уступая главную роль другим факторам, таким как растягивающие силы и ослабленные (сутурные) зоны в литосфере. Малоуглубленные базиты MORB-типа и их AFC производные, представляющие доминирующий мантийный магматизм на Карельском кратоне около 2.1 млрд лет, вероятно, были связаны с декомпрессионным плавлением астеносферной мантии, а не с глубинным плюмом. Таким образом, данные о проявлениях мантийного магматизма 2.1 млрд лет на суперкратоне Сьюпериа не поддерживают предположение о ведущей роли плюма в расколе архейской литосферы западной части Карельского кратона. Подъем мантийного плюма не может также объяснить причину широкого распространения базитов MORB-типа с возрастом 2.1 млрд лет только на Карельском кратоне при их полном отсутствии на всех остальных кратонах, входивших в суперкратон Сьюпериа (Davey et al., 2022).

Альтернативой активному механизму раскола при подъеме мантийного плюма является раскол литосферы под влиянием субдукционных процессов на краях литосферных блоков (Bercovici, Long, 2014; Niu, 2020). Для оценки возможной роли этого механизма в расколе Карельского кратона 2.1 млрд лет назад следует обратиться к Лапландско-Кольскому коллизионному орогену, который располагается в северо-восточном обрамлении Карельского кратона и был сформирован в ходе субдукционных и коллизионных процессов на месте одноименного океана в интервале времени 2.2–1.9 млрд лет назад (Bridgwater et al., 2001; Tuisku, Nuhma, 2006; Daly et al., 2006; Lahtinen, Nuhma, 2019). Эта страница тектонической истории Карельского кратона, сильно затухшая при закрытии океана и формировании орогена Гималайского типа (Daly et al., 2006), является ключом к пониманию тектоники всего Карельского кратона в среднем палеопротерозое.

Время раскола континентальной литосферы и открытия океана в северо-восточном обрамлении Карельского кратона оценивается в диапазоне 2.3–2.4 млрд лет (рис. 11а), что обосновано данными по распределению мафических даек с возрастными от 2.5 до 2.1 млрд лет в соседствующих по Лапландско-Кольскому орогену Карельско-Беломорском и Кольско-Мурманском блоках (Stepanova et al., 2022). Процесс раскола и формирование пассивной окраины на северо-восточном краю Карельского кратона, вероятно, сопровож-

дался утонением континентальной литосферы. По аналогии с современными окраинами (Sapin et al., 2021) и расчетными моделями (Beniest et al., 2017), ширина этой окраины с утонением континентальной литосферы могла составлять несколько сотен километров, т.е. захватывать значительную часть Карельского кратона (рис. 11а).

Формирование зон субдукции в Лапландско-Кольском океане с образованием ювенильной палеопротерозойской континентальной коры происходило в интервале 2.2–2.0 млрд лет (рис. 11б, 11в), о чем свидетельствуют метаосадочные породы в Лапландско-Кольском орогене, которые имеют ювенильные изотопные характеристики ($T_{Nd}(DM)$ от 2.24 до 2.42), содержат детритовый циркон с возрастом 2.2–2.0 млрд лет (Bridgwater et al., 2001; Tuisku, Nuhma, 2006) и могли быть сформированы за счет разрушения островных дуг. Широкий интервал возрастов детритового циркона (200 млн лет) предполагает, что его источником могли служить породы не одной, а нескольких разновозрастных островных дуг.

Вопросы геометрии процессов субдукции при формировании Лапландско-Кольского орогена остаются открытыми, поскольку все палеопротерозойские комплексы в его составе формируют коллаж тектонических пластин и не сохранили первичных геологических соотношений (Daly et al., 2006). Наряду с этим, повсеместное присутствие в палеопротерозойских метаосадочных породах небольшого количества архейских зерен циркона (Bridgwater et al., 2001) может указывать на то, что дуги формировались вблизи архейской коры или на краю архейского континента.

Процессы субдукции океанической коры часто сопровождаются перемещением (отступлением) зон субдукции в сторону океана, что рассматривается исследователями как главная причина растяжения континентальных блоков в процессе субдукции (Collins, 2003; Bercovici et al., 2014; Niu, 2020; Lovечchio et al., 2020; Aldaajani et al., 2021). На восточной окраине Карельского блока процессы субдукции океанической коры могли сопровождаться перемещением (отступлением) зон субдукции в сторону океана (рис. 11). На Карельском кратоне этот процесс растяжения устанавливается как по осадочным, так и магматическим комплексам. На поверхности растяжение проявилось в заложении рифтогенных структур с грубозернистыми осадочными породами ятулийского надгоризонта (рис. 11б), которые имели широкое распространение на территории Карельского кратона (Хейсканен, 1990; Онежская, 2011). Кроме того, процессы растяжения обеспечили проницаемость литосферы Карельского кратона и привели к поступлению в верхние уровни коры астеносферных базальтовых магм (рис. 11в) (Stepanova et al., 2014). Начало этого процесса оценено по

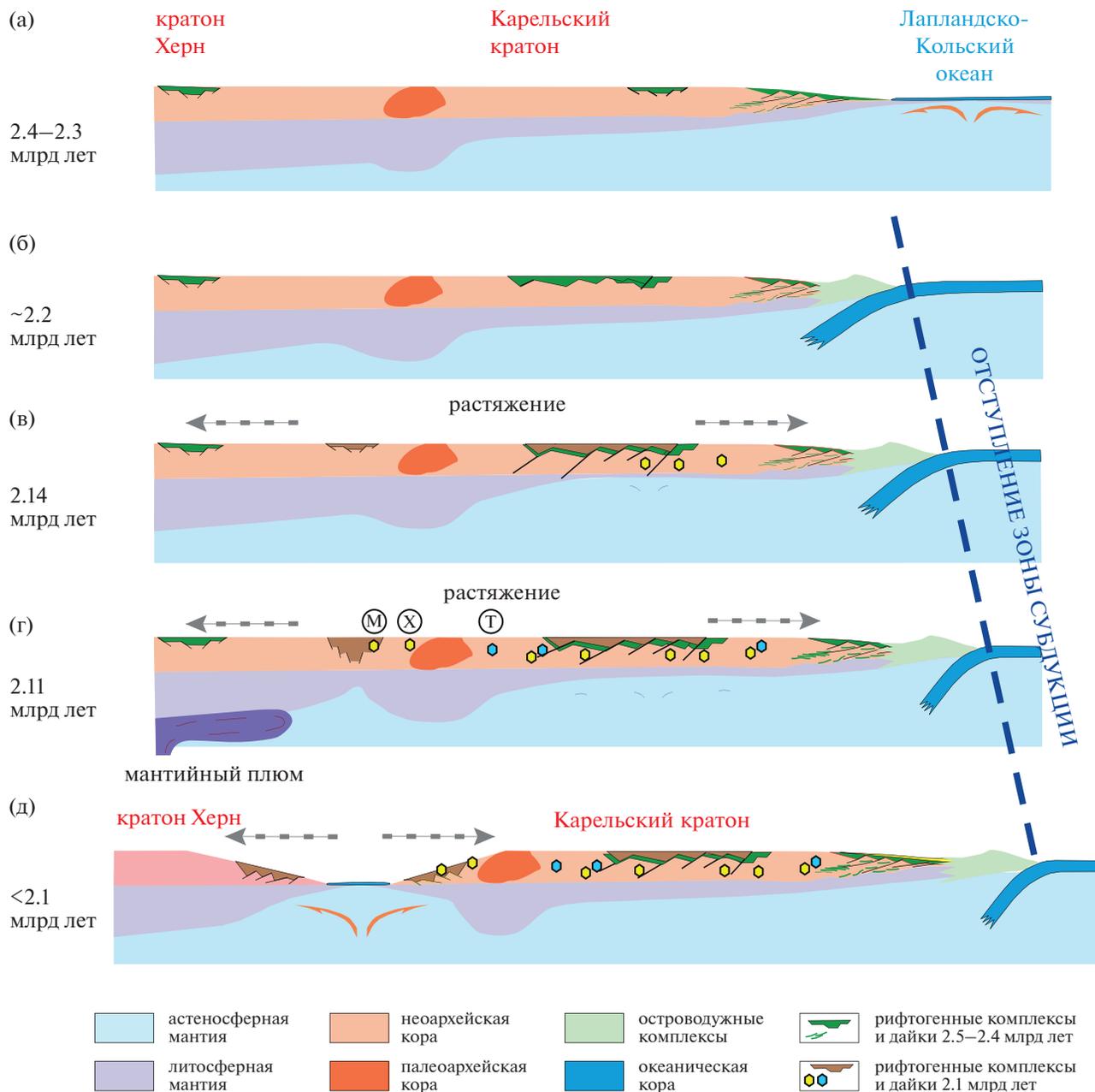


Рис. 11. Модель тектонической эволюции Карельского кратона и смежных структур в интервале времени 2.4–2.1 млрд лет. Изученные участки: М – Малое Янисъярви; Х – Хатунойя; Т – Тулос. Объяснения см. в тексте.

наиболее древнему, из известных, возрасту толеитов MORB-типа 2140 ± 3 млн лет для дайки из северной части Карельского кратона, находящейся на минимальном удалении от Лапландско-Кольского орогена (рис. 1) (Stepanova et al., 2014). Часть расплавов поднималась по глубинным разломам в верхние уровни коры, минимально эволюционировала и представлена толеитами MORB-типа. Расплавы, поднимавшиеся к поверхности по системе промежуточных камер, изменяли состав в ходе процессов дифференциации и контаминации с образованием обогащенных толеитов.

Около 2.11 млрд лет назад, на фоне продолжающегося субдукционного растяжения и масштабного основного магматизма MORB-типа на Карельском кратоне, подъем глубинного мантийного плюма, ответственного за магматизм OIB-типа в кратоне Херн, возможно, обеспечил прогрев литосферы и инициировал разрыв ее сплошности по ослабленной тектонической зоне сочленения нео- и палеоархейских блоков (рис. 11г) по механизму, смоделированному в работе (Lavecchia et al., 2017). Раскрытие и последующее расширение океанического бассейна разобщило архейские лито-

сферные блоки Карельский и Херн (рис. 11д), которые в итоге были значительно удалены друг от друга как на просторах палеопротерозойского мирового океана, так и в составе палеопротерозойского суперконтинента Колумбия/Нуна (Elming et al., 2021).

Таким образом, растяжение литосферы Карельского кратона в области влияния субдукционных процессов в Лапландско-Кольском океане в сочетании с воздействием мантийного плюма 2.1 млрд лет назад могло не только привести к расколу литосферного блока, но и к формированию ослабленных зон в литосфере, обеспечивая интенсивное растяжение и быстрый подъем астеносферных расплавов толеитов MORB-типа только в пределах Карельского кратона. Такой механизм может объяснить локальное присутствие на всей территории Карельского кратона базитов MORB-типа без повсеместного резкого утонения литосферы, как можно было бы ожидать в случае эрозии под влиянием плюма (Vigov et al., 2007; Koptev et al., 2015; Lavecchia et al., 2017). Сохранные участки мощной архейской литосферы Карельского кратона могли снизить скорость подъема мантийных расплавов, обеспечив условия для дифференциации в промежуточных камерах и контаминации деплетированных астеносферных магм коровым веществом. Эти процессы могли привести к образованию обогащенных толеитовых расплавов, которые также были широко представлены на Карельском кратоне 2.1 млрд лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные дополнили характеристику основного магматизма с возрастом 2.1 млрд лет и подтвердили синхронное формирование обогащенных и деплетированных толеитов на территории Карельского кратона.

Для деплетированных толеитов MORB-типа данные о площадном распространении на всей территории Карельского кратона (Stepanova et al., 2014; Davey et al., 2022) дополнены новыми данными о составе и возрасте мафических даек, вулканитов и силлов в юго-западной части Карельского кратона. Здесь наименее контаминированные астеносферные магмы представлены и дайками, и подушечными базальтами, что свидетельствует об интенсивном утонении и растяжении архейской коры и подтверждает модель раскола континентальной литосферы и открытия океанического бассейна вдоль западной окраины Карельского кратона около 2.1 млрд лет назад.

Обогащенные толеиты с возрастом 2.1 млрд лет, известные в разных частях Карельского кратона (Vuollo, Nuhma, 2005), изучены в составе крупного дайкового роя в Западно-Карельском домене в районе оз. Тулос, где возраст кристаллизации даек обогащенных толеитов составляет

2118 ± 5 млн лет. Петрологические реконструкции показали, что эти обогащенные толеиты могли образоваться при сочетании процессов коровой контаминации и фракционной кристаллизации деплетированных астеносферных расплавов.

Преобладание малоглубинного астеносферного основного магматизма с широким распространением базитов MORB-типа на Карельском кратоне контрастно отличает его от других кратонов, входивших в состав архейского суперкратона Сьюпериа (Davey et al., 2022). Специфика основного магматизма 2.1 млрд лет назад на Карельском кратоне могла быть обусловлена процессами растяжения литосферы под влиянием субдукционных процессов в Лапландско-Кольском океане. Это приводило к образованию ослабленных зон в литосфере, служивших путями для быстрого подъема астеносферных расплавов толеитов MORB-типа только на Карельском кратоне, не затронув остальные части суперкратона Сьюпериа. Раскол в западной части Карельского кратона на границе с кратоном Херн, вероятно, контролировался сутурной зоной сочленения неархейской коры с палеоархейскими блоками, цепочка которых прослеживается на западе Карельского кратона.

Благодарности. Авторы признательны А.А. Носовой, Т.В. Донской и А.К. Худолею за внимательное прочтение рукописи и доброжелательные и конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить представление ее материалов.

Источники финансирования. Статья подготовлена при финансовой поддержке проекта РФФ № 16-17-10260 и при поддержке темы НИР № FMEN-2023-0009 ИГ КарНЦ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильева Т.И.* Раннепротерозойские дайки метабазитов в купольных структурах Северного Приладожья как индикаторы геодинамической обстановки // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2000. № 1. С. 19–29.
- Голубев А.И., Светов А.П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1983. 192 с.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. Л.: Из-во АН СССР, 1963. 201 с.
- Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Матреничев А.В., Матреничев В.А.* Петрология людиновийского вулканизма Онежской структуры и Раахеладжской зоны, Балтийский щит // Под ред. С.Д. Велюковича, А.М. Ларина. Сб. трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехнического ун-та, 2010. С. 223–255.
- Матреничев В.А., Степанов К.И., Пупков О.М.* Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских метавулканитов Соргавальского поднятия (Северное Приладожье) // Вест. СПб ун-та. 2004. Сер. 7. Геология. География. № 2. С. 31–44.
- Мыслова Т.А., Беляцкий Б.В., Середя Е.Е. и др.* Палеопротерозойские дайки базитов в зоне сочленения

- Фенно-Карельского кратона и Свекофеннского орогена Фенноскандинавского щита (состав, возраст, происхождение) // Геохимия. 2022. Т. 67. № 11. С. 1039–1071.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) // Под ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Самсонов А.В., Носова А.А., Третьяченко В.В. и др. Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 6. С. 796–801.
- Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь: Литологический анализ. Л.: Наука, 1980. 168 с.
- Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КНЦ АН СССР. Ин-т геологии, 1990. 124 с.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
- Шульдинер В.И., Левченко О.А., Яковлева С.З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 20–33.
- Aldaajani T.Z., Almalki K.A., Betts P.G. Plume versus slab-pull: example from the Arabian Plate // Front. Earth Sci. 2021. V. 9. P. 700550.
- Ansdell K. M., MacNeill A., Delaney G.D., Hamilton M.A. Rifting and development of the Hearne craton passive margin: age constraint from the Cook Lake area, Wollaston Domain, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan // GeoCanada 2000 Conference. Extended Abstract. 2000.
- Aspler L.B., Cousens B.L., Chiarenzelli J.R. Griffin gabbro sills (2.11 Ga), Hurwitz Basin, Nunavut, Canada: long-distance lateral transport of magmas in western Churchill Province crust // Precamb. Res. 2002. V. 117. P. 269–294.
- Beniest A., Koptev A., Burov E. Numerical models for continental break-up: Implications for the South Atlantic // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 461. P. 176–189.
- Bercovici D., Long M.D. Slab rollback instability and supercontinent dispersal // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. № 19. P. 6659–6666.
- Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. № 2–4. P. 99–134.
- Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M. et al. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // Lithos. 2013. V. 174. P. 196–216.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE|East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016.
- Bradley D.C. Passive margins through earth history // Earth-Sci. Rev. 2008. V. 91. № 1–4. P. 1–26.
- Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V. et al. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland–Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nov. 2001. V. 13. № 1. P. 32–37.
- Buiter S.J.H., Torsvik T.H. A review of Wilson Cycle plate margins: f role for mantle plumes in continental break-up along sutures? // Gondwana Res. 2014. V. 26. № 2. P. 627–653.
- Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E. et al. Plume head–lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. V. 434. № 1–4. P. 15–38.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A. et al. Geological archive of the onset of plate tectonics // Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci. 2018. V. 376. № 2132. P. 20170405.
- Chaves A.O. Columbia (Nuna) supercontinent with external subduction girdle and concentric accretionary, collisional and intracontinental orogens permeated by large igneous provinces and rifts // Precamb. Res. 2021. V. 352. P. 106017.
- Collins W.J. Slab pull, mantle convection, and Pangaeian assembly and dispersal // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 205. № 3–4. P. 225–237.
- Dal Zilio L., Faccenda M., Capitanio F. The role of deep subduction in supercontinent breakup // Tectonophysics. 2018. V. 746. P. 312–324.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London, Mem. 2006. V. 32. № 1. P. 579–598.
- Dang Z., Zhang N., Li Z.-X. et al. Weak orogenic lithosphere guides the pattern of plume-triggered supercontinent breakup // Commun. Earth Environ. 2020. V. 1. № 1. P. 1–11.
- Davey S.C., Bleeker W., Kamo S.L. et al. Evidence for a Single Large Igneous Province at 2.11 Ga across Supercraton Superia // J. Petrol. 2022. V. 63. № 5. P. 1–36.
- Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // GSA Bull. 2011. V. 123. № 3–4. P. 387–411.
- Elming S.-Å., Salminen J., Pesonen L.J. Paleo-Mesoproterozoic Nuna supercycle // Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth. Elsevier, 2021. P. 499–548.
- Ernst R., Bleeker W. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present // Can. J. Earth Sci. 2010. V. 47. P. 695–739.
- Geoffroy L. Volcanic passive margins // Comptes Rendus Geosci. 2005. V. 337. № 16. P. 1395–1408.
- Geological map of the Fennoscandian shield, Scale 1 : 2000000, Koistinen T., Stephens M.B., Bogachev V., Nordgulen O., Wennerstrom M. and Korhonen J. // Geol. Surv. Finland. Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of the Russian Federation. 2001.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Hajnal Z., Lewryb J., White D., Ashton K. et al. The Sask Craton and Hearne Province margin: seismic reflection studies in the western Trans-Hudson Orogen // Can. J. Earth Sci. 2005. V. 42. № 4. P. 403–419.
- Halls H.C., Davis D.W., Stott G.M. et al. The Paleoproterozoic Marathon Large Igneous Province: new evidence for a 2.1 Ga long-lived mantle plume event along the southern margin of the North American Superior Province // Precamb. Res. 2008. V. 162. № 3–4. P. 327–353.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // Evo-

- lution of Archean Crust and Early Life Modern Approaches in Solid Earth Sciences. Eds. *Y. Dilek, H. Furnes*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2014. P. 55–102.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al.* Paleoproterozoic rocks in the Fennoscandian Shield // Eds. M.J.V. Kranendonk, V.C. Bennett, J.E. Hoffmann. *Earth's Oldest Rocks*. Second Ed. 2019. Ch. 32. P. 819–835.
- Huang C., Zhang N., Li Z., Ding M. et al.* Modeling the inception of supercontinent breakup: stress state and the importance of orogens // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. V. 20. № 11. P. 4830–4848.
- Huhma H.* Sm–Nd, U–Pb and Pb–Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 1986. V. 337.
- Huhma H., Cliff R.A., Perttunen V., Sakko M.* Sm–Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 369–379.
- Ivanikov V., Philipov N., Belaiatsky B.* Geochemistry of the metavolcanic rocks from the Ladoga region: evidence for an Early Proterozoic oceanic crust // *Geol. Surv. Finland. Spec. Paper* 26. Espoo. 1998. P. 30.
- Klein E.M.* Geochemistry of the igneous oceanic crust // Eds. H.D. Holland, R.R. Turekian. *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 433–463.
- Keppie F.* How subduction broke up Pangaea with implications for the supercontinent cycle // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2016. V. 424. № 1. P. 265–288.
- Kohonen J.* From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Hoytinen area in North Karelia, Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 1995. V. 380. 82 p.
- Koppers A.A.P., Becker T.W., Jackson M.G. et al.* Mantle plumes and their role in Earth processes // *Nat. Rev. Earth Environ.* 2021. V. 2. № 6. P. 382–401.
- Koptev A., Calais E., Burov E. et al.* Dual continental rift systems generated by plume–lithosphere interaction // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. № 5. P. 388–392.
- Koptev A., Cloetingh S., Ehlers T.A.* Longevity of small-scale ('baby') plumes and their role in lithospheric break-up // *Geophys. J. Int.* 2021. V. 227. № 1. P. 439–471.
- Köykkä J., Lahtinen R., Huhma H.* Provenance evolution of the Paleoproterozoic metasedimentary cover sequences in northern Fennoscandia: age distribution, geochemistry, and zircon morphology // *Precamb. Res.* 2019. V. 331. P. 105364.
- Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A.* Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // *Episodes*. 2008. V. 31. P. 20–28.
- Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola orogen // *Precamb. Res.* 2019. V. 330. P. 1–19.
- Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A. et al.* New constraints for the source characteristics, deposition and age of the 2.1–1.9 Ga metasedimentary cover at the western margin of the Karelian Province // *Precamb. Res.* 2010. V. 176. № 1–4. P. 77–93.
- Lahtinen R., Huhma H., Lahaye Y. et al.* Archean–Proterozoic collision boundary in central Fennoscandia: Revisited // *Precamb. Res.* 2015. V. 261. P. 127–165.
- Lavecchia A., Thieulot C., Beekman F. et al.* Lithosphere erosion and continental breakup: interaction of extension, plume upwelling and melting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 467. P. 89–98.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. № 1–2. P. 179–210.
- Lovecchio J.P., Rohais S., Joseph P. et al.* Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: a poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 203. P. 103138.
- Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Söderlund U. et al.* New palaeomagnetic and geochronological data from the Ropruhe sill (Karelia, Russia): implications for late Palaeoproterozoic palaeogeography // Eds. S. Mertanen, L.J. Pesonen, P. Sangchan. *Supercontinent Symposium. Finland. Programme and Abstracts*. *Geol. Surv. Finland. Espoo*. 2012. P. 81–82.
- Melezhik V.A., Hanski E.J.* Palaeotectonic and Palaeogeographic evolution of Fennoscandia in the Early Palaeoproterozoic // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*, V. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project Frontiers in Earth Sciences. Eds. V.A. Melezhik, A.R. Prave, A.E. Fallick et al. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. P. 111–178.
- Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M.* The supercontinent cycle: a retrospective essay // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. № 1. P. 4–29.
- Niu Y.L.* On the cause of continental breakup: a simple analysis in terms of driving mechanisms of plate tectonics and mantle plumes // *J. Asian Earth Sci.* 2020. V. 194. 104367.
- Nykanen V.M., Vuollo J.I., Liipo J.P., Piirainen T.A.* Transitional (2.1 Ga) Fe-tholeiitic-tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithospheric thinning during Palaeoproterozoic extensional tectonics // *Precamb. Res.* 1994. V. 70. № 1–2. P. 45–65.
- Ojakangas R.W., Marmo J.S., Heiskanen K.I.* Basin evolution of the Paleoproterozoic Karelian supergroup of the Fennoscandian (Baltic) Shield // *Sediment. Geol.* 2001. V. 141–142. P. 255–285.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. V. 392–393. P. 106068.
- Peltonen P.* Ophiolites // *Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. *Precamb. Geol. Finland*. 2005. P. 237–278.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H.* Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga jormua ophiolite, Northeastern Finland // *J. Petrol.* 1996. V. 37. № 6. P. 1359–1383.
- Perttunen V., Hanski E.J.* Pre-Quaternary rocks of the Törmäsjärvi and Koivu map-sheet areas. 2003. 92 p.
- Rollinson H., Pease V.* Using geochemical data to understand geological processes. New York: Cambridge University Press, Second Ed. 2021. 661 p.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. № 3. P. 267–309.
- Samsonov A.V., Tretyachenko V.V., Nosova A.A. et al.* Sutures in the early Precambrian crust as a factor responsible for localization of diamondiferous kimberlites in the northern east European Platform // *Long Abstract for the 10th International Kimberlite Conference*. Bangalore, India. 2012. 10IKC35.
- Sapin F., Ringenbach J.-C., Clerc C.* Rifted margins classification and forcing parameters // *Sci. Rep.* 2021. V. 11. № 1. P. 1–17.

- Sorjonen-Ward P.* Geological and structural framework and preliminary interpretation of the FIRE 3 and FIRE 3A reflection seismic profiles, central Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 2006. V. 43. P. 105–159.
- Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al.* Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: petrology, geochronology and tectonic setting // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 1719–1751.
- Stepanova A.V., Azimov P., Samsonov A.V. et al.* Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: origin and tectonic implications // *Lithos.* 2021. V. 400–401. P. 106377.
- Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al.* Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2022. V. 518. № 1. P. 101–128.
- Tuisku P., Huhma H.* Evolution of migmatitic granulite complexes: implications from Lapland Granulite Belt, Part II: isotopic dating // *Bull. Soc. Finland.* 2006. V. 78. № 2. P. 143.
- Vuollo J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // Eds. M. Lehtinen, P.A. Nurmi, B.T. Rämö. Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. *Precamb. Geol. Finland.* 2005. P. 195–236.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
- Wedepohl K.H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper Earth's mantle // Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro, 1994. V. 1. P. 486–495.
- White W.M., Klein E.M.* Composition of the oceanic crust // *Treatise Geochem. Second Ed.* 2014. P. 457–496.
- Wolstencroft M., Davies J.H.* Breaking supercontinents; no need to choose between passive or active // *Solid Earth.* 2017. V. 8. № 4. P. 817–825.
- Wu G., Yang S., Liu W. et al.* Switching from advancing to retreating subduction in the Neoproterozoic Tarim Craton, NW China: implications for Rodinia breakup // *Geosci. Front.* 2021. V. 12. № 1. P. 161–171.
- Zhang N., Dang Z., Huang C., Li Z.-X.* The dominant driving force for supercontinent breakup: plume push or subduction retreat? // *Geosci. Front.* 2018. V. 9. № 4. P. 997–1007.

Geodynamic of a Breakup of Western Part of the Karelian Craton: Data on 2.1 Ga Mafic Magmatism

A. V. Samsonov¹, A. V. Stepanova², E. B. Salnikova³, Y. O. Larionova¹, and A. N. Larionov⁴

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

² *Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia*

³ *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, Saint-Petersburg, Russia*

⁴ *Centre for Isotopic Research, Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

Mafic within-plate magmatism is the main source of information about the geodynamics of processes that lead to the breakup of continental blocks. The article discusses the problem of geodynamics of the split of the Archean supercraton Superia in the Middle Paleoproterozoic. The discussion is based on data on 2.1 Ga magmatism in the Karelian Craton, where basites of this age are represented by tholeiites of two geochemical types: depleted and enriched. Geochemically close to N-MORB, depleted tholeiites were studied in Northern Priladozhye where they form methadoleritic dike swarms at c. 2111 ± 6 Ma (U-Pb, SIMS, zircon) in the Khatunoiya locality, and pillow lavas and sills near Lake Maloye Janisjarvi. Enriched tholeiites were studied in the Lake Tulos locality where they form a large swarm of doleritic dikes at 2118 ± 5 Ma (U-Pb, ID-TIMS, baddeleyite). The results of these studies provide deeper insight into 2.1 Ga mafic magmatism. Depleted tholeiites with N-MORB geochemistry have a spatial distribution in the Karelian Craton and could be formed as a result of decompression melting of a depleted asthenospheric mantle, raising melts along the extension zones, and minimal contamination by the Archean crust. The simultaneous formation of enriched tholeiitic melts probably occurred at differentiation and crustal contamination of depleted tholeiites during melt migration through more rigid Archean crustal blocks. Data on basic magmatism with an age of 2.1 Ga in the Karelian craton, which are difficult to explain within the framework of the mantle plume rise model, are consistent with the model of lithosphere extension due to the retreat of the subduction zone in the north-eastern framing of the craton, in the Lapland-Kola Ocean in the interval of 2.0–2.2 Ga years. The maximum thinning, discontinuity of the Archean continental lithosphere, and the opening of an oceanic basin at the western edge of the Karelian craton were probably controlled by the suture zone of the junction of the Neoproterozoic crust with the Paleoproterozoic blocks, a chain of which was traced in the west of the Karelian craton. An additional factor that led to breakup of the lithosphere 2.1 Ga ago could be the rise of a deep mantle plume in the Khern craton, which occupied a spatial position close to the Karelian craton in the Archean supercraton Superia.

Keywords: petrology of mafic magmatism, geochronology, geodynamics of breakup of the Archean supercraton Superia, Karelian craton

УДК 553.22+550.41+553.065

МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ АМФИБОЛИТОВ В КОРУНДСОДЕРЖАЩИЕ ПЛАГИОКЛАЗИТЫ: ЗОНАЛЬНОСТЬ, ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА (НА ПРИМЕРЕ УНИКАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИТОСТРОВ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

© 2023 г. С. А. Бушмин^а, *, А. Б. Кольцов^а, Ю. М. Лебедева^а, Е. В. Савва^а

^а Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru

Поступила в редакцию 17.11.2022 г.

После доработки 13.02.2023 г.

Принята к публикации 16.03.2023 г.

Представлены результаты исследования десицированных пород средней коры уровня амфиболитовой фации на примере корундсодержащих плагиоклазитов по метабазитам уникального месторождения Хитостров в Беломорско-Лапландском орогене Фенноскандинавского щита. Основное внимание уделено новым геологическим данным, документации и анализу метасоматической зональности, определению *P-T* условий ее формирования и модели метасоматического процесса.

Ключевые слова: метасоматоз, десициация амфиболитов, корундовые плагиоклазиты, метасоматическая зональность, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0869590323060079, **EDN:** FGYGLV

ВВЕДЕНИЕ

Флюиды играют значительную роль во всех процессах образования и преобразования пород коры и мантии, а в процессах метаморфизма и метасоматоза им принадлежит ведущая роль. Циркуляция флюидных потоков в широком диапазоне *P-T* условий сопровождается взаимодействием с окружающими породами. Это приводит к появлению на разных уровнях коры и литосферной мантии флюидов с контрастными, аномальными свойствами, определяющими способность вызывать метасоматоз (например, Аранович и др., 2010; Manning, 2013, 2018; Manning, Aranovich, 2014; Bebout, Penniston-Dorland, 2016; Аранович, 2017; Сафонов и др., 2019; Иванов, Бушмин, 2019; Manning, Frezzotti, 2020; Steele-MacInnis, Manning, 2020). Знания о химическом составе и свойствах флюидов являются фундаментальной основой для понимания причин геофизических аномалий, транспорта элементов и образования руд, в первую очередь, в земной коре, где сосредоточены и рудные месторождения, и очаги землетрясений. Свойства таких флюидов отражаются, прежде всего, в особенном минеральном составе метасоматических пород. Наиболее информативными для изучения свойств флюидов являются зоны инфильтрационного метасоматоза, состав которых в значительной степени определяется свойствами самих флюидов. К регионам, где метасоматическим явлениям

такого рода уделялось много внимания, относится Фенноскандинавский щит.

На Фенноскандинавском щите в Фенно-Карельском кратоне и в активных структурах, развивавшихся в неогарее–палеопротерозое (Беломорско-Лапландский коллизионный ороген), и в палеопротерозое (Свекофеннский аккреционный ороген) (Глебовицкий, 1993; Глебовицкий и др., 1996; Glebovitsky, 1997; Балаганский, 2002; Слабунов, 2008; Mints et al., 2014; Bushmin, Glebovitsky, 2016; Lahtinen, Nuhma, 2019; Слабунов и др., 2021) исследования зон инфильтрационного метасоматоза в регионально метаморфизованных комплексах пород имеют многолетнюю историю. В процессе этих исследований были решены многие вопросы геологии и петрологии низкотемпературных, среднетемпературных и высокотемпературных инфильтрационных метасоматитов, насыщенных кремнеземом (например, Глебовицкий, Бушмин, 1983; Беляев и др., 1990 и ссылки там; Карта минеральных фаций ..., 1991; Левицкий, 2005; Аранович и др., 2009; Bushmin, Glebovitsky, 2016; Бушмин и др., 2020). Значительно меньше информации, касающейся инфильтрационных процессов, приводящих к образованию десицированных кварц-недоукомплектованных или бескварцевых пород (например, Колесник, 1976 и ссылки там; Терехов, Левицкий, 1991; Серебряков, Русинов, 2004; Серебряков, 2004; Аранович, Козловский, 2009).

Ярким примером зон инфильтрационных метасоматитов с десилицированными породами являются месторождения коллекционного корунда в Беломорской мегазоне (или Беломорском поясе), являющейся частью Беломорско-Лапландского орогена (рис. 1а). Большинство этих месторождений (Хитостров, Дядина Гора, Варацкое, Высота 128, Кулежда, Плотина, Пулонга, Лягкомина) сосредоточены в полосе протяженностью около 100 км в пределах Чупинского тектонического покрова, сложенного породами одноименной чупинской толщи (например, Терехов, Левицкий, 1991; Серебряков, 2004; Акимова, Кольцов, 2022 и ссылки там). Особое внимание обращает на себя месторождение Хитостров (рис. 1а), прежде всего, по двум причинам.

Во-первых, хотя на всех месторождениях окружающие метаморфические породы представлены и гнейсами, и амфиболитами (метабазитами), но только на Хитострове, по существующим представлениям, Crn^1 -содержащие породы, богатые $Ca-Amp$ (преобладают) и без $Ca-Amp$ (относительно меньше), образовались при метасоматической десиликации исключительно окружающих $Ky-Grt-Bt$ гнейсов (Серебряков, 2004; Акимова, Кольцов, 2022). В этих исследованиях корундсодержащие породы с высоким содержанием $Ca-Amp$ рассматриваются в качестве зоны метасоматической зональности, впервые установленной Н.С. Серебряковым (2004) среди $\pm Ky-Crn-Grt-Bt$ -плагиоклазитов и образованной по Ky -гнейсам.

Во-вторых, в окружающих метаморфических и Crn -содержащих метасоматических породах Хитострова обнаружено аномальное обогащение изотопом ^{16}O . В Crn -содержащих породах значение $\delta^{18}O$ для минералов и пород достигает -27% (VSMOW) (например, Крылов, 2008; Устинов и др., 2008; Bindeman, Serebryakov, 2011; Высоцкий и др., 2011, 2014; Крылов, Глебовицкий, 2017). Оно значительно ниже, чем в любых других силикатных породах земного или космического происхождения, что определяет уникальность этого объекта и оправдывает продолжающееся многолетнее его изучение.

Проблемы причин и механизма первоначального фракционирования изотопов кислорода, определивших возникновение уникальной аномалии, в статье не затрагиваются, так как, по нашему мнению, происхождение “легкого” по изотопному составу кислорода флюида, участвующего в глубинных эндогенных процессах, в настоящее время остается на уровне предположений без сопровождения численной моделью. Вследствие этого пока не представляется возможным установить связь между степенью метасоматической переработки

исследованных пород и распределением в них изотопов кислорода.

В предлагаемом исследовании метасоматических процессов Хитострова обращается внимание на обилие амфиболитов среди окружающих гнейсов и на обычное присутствие среди зональных тел корундовых пород участков десилицированных амфиболитов, контакт которых с корундовыми плагиоклазитами представлен последовательностью минеральных зон, которая интерпретируется нами как минеральная метасоматическая зональность. Полученные данные свидетельствуют о том, что образование Crn -содержащих пород (каймы $Zrn \sim 1.894$ млн лет, Серебряков и др., 2007), прежде всего с повышенным содержанием $Ca-Amp$ (до 60–80%), не могло обойтись без участия в этих процессах амфиболитов в качестве исходного протолита. Факты присутствия в преобладающих на Хитострове корундоносных биотит-гранат-амфиболовых плагиоклазитах включений меланократовых Grt -амфиболитов, $Grt-Px-Bt-Pl$ пород, существенно гранатовых и кварц-гранатовых пород, отмечались и ранее в работах, посвященных исследованиям изотопного состава кислорода в корундсодержащих породах (например, Высоцкий и др., 2011).

ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИТОСТРОВ

Метаморфические породы

Крупные тела амфиболитов (метагаббро, магматический $Zrn \sim 2291$ млн лет, Zakharov et al., 2017) и мелкие линзовидные тела амфиболитов в гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсах присутствуют примерно в равных количествах с гнейсами в толще метаморфических пород, окружающих Crn -породы (рис. 1б). Минеральные ассоциации мигматизированных пород этой толщи ($Qz + Pl + Hb + Grt + Zo$, $Qz + Pl + Hb + Grt$, $Qz + Pl + Hb + Grt + Cpx$, $Qz + Pl + Bt + Ky + Grt \pm Ms$, $Qz + Pl + Bt + Grt \pm Ms$, $Qz + Pl + Bt + Ky \pm Ms$, $Qz + Pl + Bt + Grt \pm Kfs \pm Ms$) соответствуют условиям средне- и высокотемпературной амфиболитовой фации высоких давлений ($T \sim 600-700^\circ C$, $P \sim 8-10$ кбар, кианит-биотит-мусковитовая и биотит-кианит-ортоклазовая субфации; Бушмин, Глебовицкий, 2008; Bushmin, Glebovitsky, 2016).

Амфиболиты разнообразны по структуре, текстуре, зернистости, составу и степени мигматизации и, соответственно, относительно содержанию минералов: $Ca-Amp$ (70–15%), Grt (5–30%), Qz (25–10%), Pl (5–40%), Bt (0–5%), $\pm Czo$ ($\sim 10\%$), $\pm Ep$, $\pm Cpx$, $+ Ap$, Tin , Ilm . Главные разновидности: амфиболиты мелкозернистые-среднезернистые массивные или слабо гнейсовидные относительно меланократовые с высоким содержанием мелкого граната (1–3 мм) и амфиболиты мигматизированные, неравномернозернистые от среднезернистых

¹ Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010).

до гигантозернистых с крупными порфиробластами граната (2–3 см) в Qz - Pl жильной лейкосоме или Qz - Pl пятнах. Мелкозернистый гранат может быть равномерно распределенным в относительно массивном меланократовом амфиболите или слагать ветвящиеся прожилки Qz - Grt состава. Он может также присутствовать в виде отдельных порфиробластов или их скоплений, ассоциирующих с Qz и Pl . Иногда присутствуют порфиробласты Crp ~1 см. Мигматизация амфиболитов сильно варьирует по степени проявления между отдельными зонами от сильной (до 40–50% лейкосомы) до слабой или может вообще отсутствовать.

Гнейсы представлены двумя главными разновидностями: мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами с редким мелким кианитом и мигматизированными кианит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами с кварцевыми зонами кислотного выщелачивания ($Ky + Qz$). Количество главных минералов в гнейсах сильно зависит от степени мигматизации: в Bt и Grt - Bt гнейсах Qz (~10–20%), Pl (~35–65%), Bt (~5–30%), Grt (~0–5%), Ky (\pm мелкие редкие зерна) и в Ky - Grt - Bt гнейсах Qz (~15–30%), Pl (~15–40%), Bt (~20–45%), Grt (~5–10%), Ky (~5–15%). В плагиогнейсах на продолжении зоны преимущественно бескварцевых пород в юго-восточном направлении (рис. 1б) установлены участки с пониженным содержанием $Qz \leq 5\%$. Гранат часто присутствует в жильной лейкосоме. Калиевый полевой шпат иногда присутствует в лейкократовых разновидностях Grt - Bt гнейсов. В небольших количествах часто встречается мусковит.

Жильные, метасоматические породы и минеральная зональность

Геологическое положение, минеральные типы

Crn -содержащие породы приурочены к зоне северо-западного простирания, в которой сосредоточены в разной степени десилицированные продукты метасоматических изменений гетерогенной гнейсо-метабазитовой толщи. Для этой зоны характерна высокая концентрация жил и жилородных тел плагиоклазитов с околожильными метасоматическими породами, которые отражают пути инфильтрации внешнего флюидного потока и результаты его взаимодействия с вмещающими породами.

В северо-западном окончании зоны десиликации Crn -содержащие породы образуют каплевидное тело видимым размером 100 × 250 м, окруженное толщей кварцсодержащих амфиболитов и гнейсов (рис. 1б). Контакты с Crn -содержащими породами всегда сложены бескварцевыми породами с Bt , Grt , Pl и Ca - Amp или с Ky около гнейсов (отдельные кристаллы Ky 5–8 см или их скопления), эти же породы встречаются и внутри тела Crn -со-

держащих пород. В юго-восточном направлении по простиранию зоны десиликации тело корундсодержащих пород постепенно сужается, выклинивается, сменяясь сначала бескварцевыми плагиоклазовыми породами с биотитом, грантом и кианитом, а затем отдельными многочисленными жилами и жилородными телами такого же состава только среди гнейсов. Таким образом, степень и интенсивность десиликации пород снижается, отражаясь в исчезновении корундовой минерализации (рис. 1б).

Корундсодержащие породы представлены тремя главными минеральными типами. Первый тип – жилы плагиоклазитов (в разных сочетаниях содержат Grt , Bt , Ca - Amp , Crn). Второй и третий минеральные типы, слагающие зональные тела очень неоднородных по составу пород с корундом – это средне- и крупнозернистые гнейсовидные или почти массивные породы с Pl , Bt , Grt , $\pm Ky$, $\pm St$, не содержащие Ca - Amp , и породы с Ca - Amp , Pl , Bt , Grt , $\pm St$, единичные зерна Ged . Внешне Crn -содержащие породы могут быть похожи на гнейсы, но не содержат кварц. Также обращает на себя внимание их пространственная ассоциация в контактах с аналогичными по минеральному составу породами без корунда, что наблюдается в единых зональных телах. Породы, содержащие корунд, можно условно разделить на разновидности по относительному содержанию в них Pl : собственно плагиоклазиты ($Pl > 75\%$) и плагиоклазсодержащие лейкократовые ($Pl \sim 75$ – 60%), мезократовые ($Pl \sim 60$ – 40%), меланократовые ($Pl \sim 40$ – 25%), мафические ($Pl < 25\%$) породы.

Жилы плагиоклазитов

Жилы плагиоклазитов мощностью от мм, см и до первых десятков см в целом ориентированы вдоль полосчатости и гнейсовидности пород с корундом, но в контактах часто обнаруживаются кососекущие и отчетливо секущие их взаимоотношения с текстурой вмещающей породы (рис. 2).

В составе жил плагиоклазитов среди корундсодержащих пород без Ca - Amp обычно присутствуют Bt , Grt , иногда Ky , Crn . Жилы плагиоклазитов ($Pl \sim 15$ – 33% An) среди корундсодержащих пород с Ca - Amp обычно содержат Bt и Grt , часто Ca - Amp , Crn встречается внутри жил и нередко на контакте жил. Более мощные жильные тела (метры, первые десятки м) неправильной, изометричной формы обычно имеют отчетливо секущие контакты. В них могут присутствовать гранат, биотит и Ca -амфибол только в виде единичных зерен, корунд в них не был обнаружен.

Crn -содержащие породы по гнейсам

Десилицированные породы на контакте с гнейсами впервые были исследованы и детально

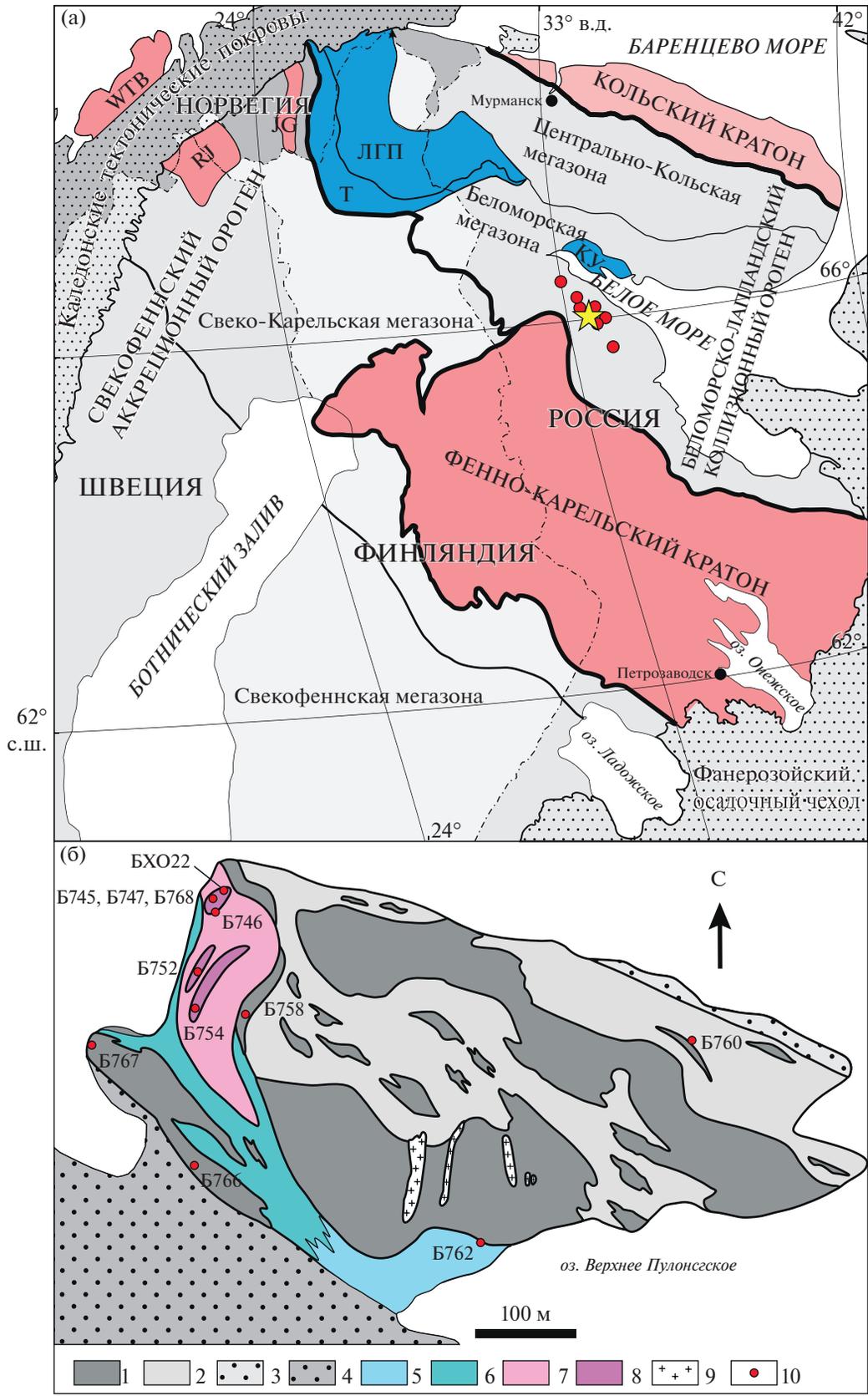


Рис. 1. (а) Положение объекта исследования на схеме главных тектонических единиц Фенноскандинавского щита (Bushmin, Glebovitsky, 2016, с уточнениями). Красные кружки – месторождения коллекционного корунда, в том числе Хитостров (желтая звезда). ЛГП – Лапландский гранулитовый пояс, Т – пояс Тана, КУ – Колвица-Умбинский фрагмент ЛГП. WTB – West Troms Basement complex, RJ – Rastojaure complex, JG – Jergul complex: архейские анклавы Фенно-Карельского кратона (реликты архейской коры), встречающиеся в Свеко-Карельской мегазоне Свекофеннского орогена. На рис. 1а крап, независимо от цвета фона, обозначает фанерозойские образования.

(б) Схема геологического строения восточной части острова Хитостров. Составлена с использованием данных (Глазунков, 1985). 1 – *Grt* амфиболиты; 2 – *Bt* и *Grt-Bt* плагиогнейсы; 3 – *Ky-Grt-Bt* плагиогнейсы; 4 – *Ky-Grt-Bt* плагиогнейсы с прослоями *Grt-Bt* плагиогнейсов, редкими прослоями *Amp-Bt* гнейсов и будинированными полосами амфиболитов; 5 – \pm *Ky-Grt-Bt* плагиогнейсы с участками пониженного содержания *Qz*, с зонами и жилородными телами гнейсовидных полосчатых бескварцевых *Pl* пород с *Grt*, *Bt*, *Ky* и жилами плагиоклазитов (обогащение *Ky* в оторочках); 6 – гнейсовидные полосчатые бескварцевые *Pl* породы (с *Bt*, *Grt*, *Ky*) с жилами плагиоклазитов и зонами, обогащенными *Ky*, содержат реликтовые участки \pm *Ky-Grt-Bt* плагиогнейсов; 7 – корундосодержащие породы (главные минералы *Pl*, *Ca-Amp*, *Bt*, *Grt*, \pm *Ky*); 8 – участки обогащенные корундом; 9 – пегматоидные граниты; 10 – места отбора образцов.

описаны Н.С. Серебряковым (2004). Им была установлена крупномасштабная (десятьки м) минеральная метасоматическая зональность, которая объединяла *Crn*-содержащие породы не только с *Pl*, *Bt*, *Grt*, *Ky*, но и породы, содержащие большое количество *Ca-Amp*. В дальнейшем эта зональность Н.С. Серебрякова была принята в основу моделирования метасоматического процесса для обоснования образования *Crn*-пород, в том числе и богатых *Ca-Amp* по гнейсовому протолиту (Акимова, Кольцов, 2022).

Новые данные по минеральной зональности, полученные нами в процессе детального изучения разведочных канав, позволили исключить *Amp*-содержащие породы из зональности, образованной по гнейсам, и рассматривать окружающие *Qz*-содержащие амфиболиты в качестве их протолита. При переходах между зонами плагиоклазовых пород с *Ca-Amp* и без него всегда отмечаются резкие различия этих пород по составу, текстуре, структуре, зернистости, а также присутствию фрагментов десилицированных амфиболитов в породах с *Ca-Amp*.

***Crn*-содержащие породы по амфиболитам**

Crn-содержащие породы с *Ca-Amp* на Хитострове преобладают над таковыми без *Ca-Amp* и представлены всеми разновидностями: от плагиоклазитов и лейкократовых пород до мафических пород, хотя сложены относительно постоянным сочетанием главных минералов (*Pl*, *Grt*, *Ca-Amp*, \pm *Bt*). Это средне-крупнозернистые, гнейсовидные или почти массивные породы с текстурой, которую можно называть и однородной, и пятнисто-прожилковой, и прожилково-полосчатой, и линзовидно-полосчатой (рис. 2 и 3).

Переходы между ними, может быть, за исключением меланократовых и мафических пород, постепенные и определяют степень пропитки плагиоклазом более меланократовой матрицы, в которой плагиоклаз первоначально распределялся относительно равномерно между зернами темноцветных минералов (пропитка плагиоклазом по всему объему). Поэтому такие лейкократовые

и мезократовые породы иногда выглядят как относительно однородные “бескварцевые гнейсы”. В таких относительно однородных породах плагиоклаз, возможно, следующей генерации, сначала появляется в виде небольших пятен, тонких прожилков, которые бывают прямолинейными или соединяясь, образуют прожилковую сетку, укрупняются в линзовидные плагиоклазовые участки, полосы и зоны, содержащие или не содержащие темноцветные минералы матрицы породы. Темноцветные минералы, в свою очередь, могут образовывать более меланократовые и мафические участки, пятна, полосы и зоны, преимущественно состоящие из *Ca-Amp*, *Grt*, \pm *Bt*.

Таким образом, часто бывает трудно отделить плагиоклазит в любой морфологической форме его проявления, включая жилки и жилы, линзовидные и жилородные полосы, от матрицы породы. Все выглядит как одна порода, в разной степени пропитанная *Pl*-материалом. Жилки могут представлять каналы, по которым просачивался метасоматизирующий флюид, а полосы плагиоклазита представлять внутренние жилородные зоны мета-

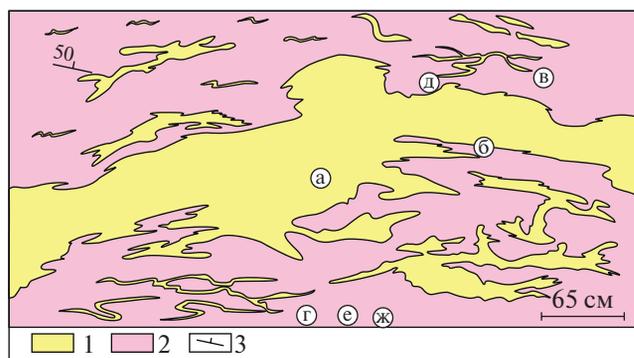


Рис. 2. Зарисовка стенки канавы. Взаимоотношения корундосодержащих пород (главные минералы *Pl*, *Ca-Amp*, *Bt*, *Grt*) с жилами плагиоклазитов. Буквы в кружках соответствуют фотографиям образцов пород с корундом на рис. 3. 1 – жилы плагиоклазитов ($Pl \geq 75\%$), 2 – пятнисто-прожилковые и линзовидно-полосчатые корундосодержащие породы с разным содержанием плагиоклаза, 3 – гнейсовидность и полосчатость.

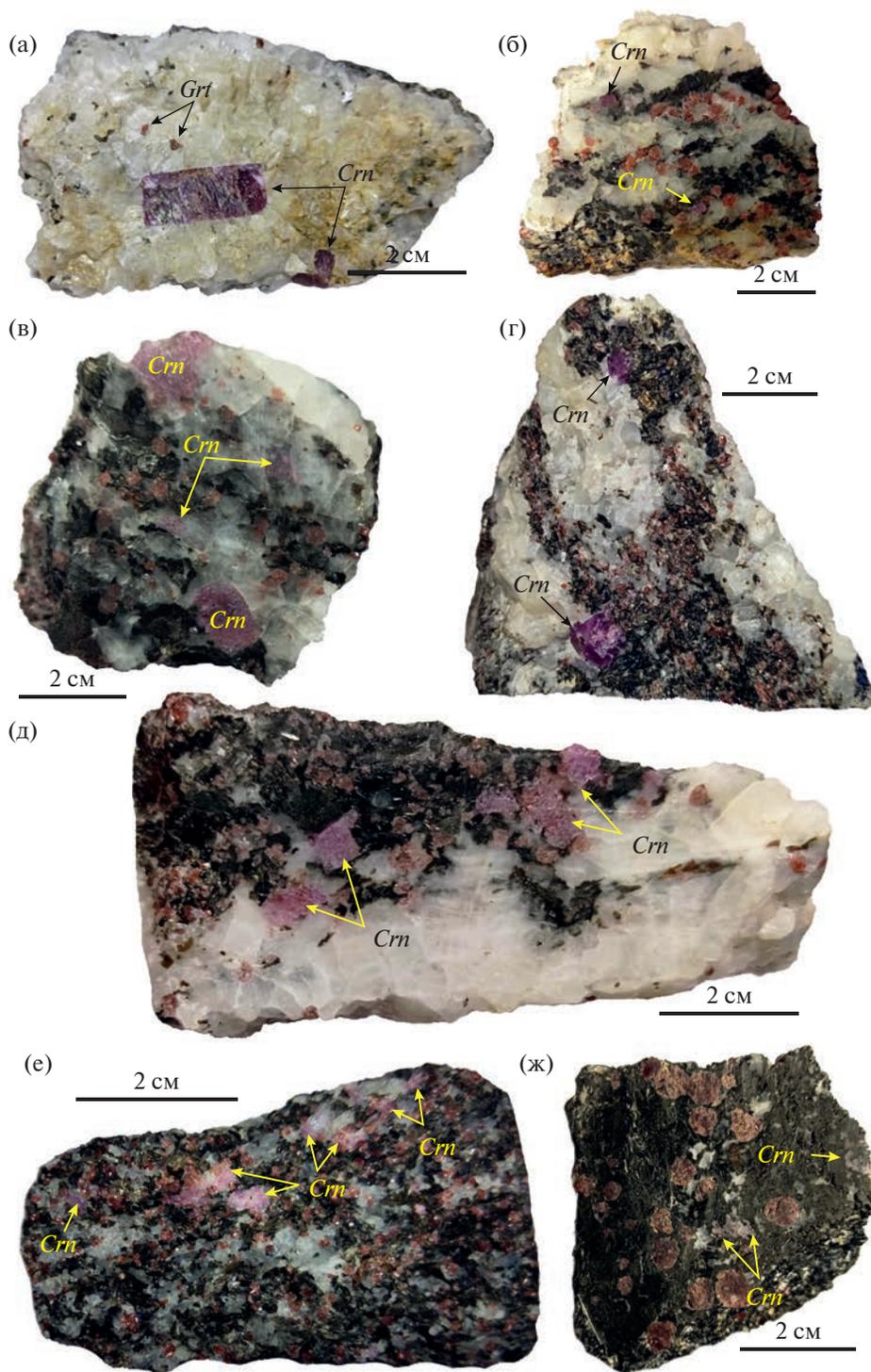


Рис. 3. Фотографии корундсодержащих пород с *Pl*, *Ca-Amp*, *Bt*, *Grt*, \pm *Ged*, *St* разных минеральных типов в местах отбора образцов на рис. 2. Корунд присутствует во всех минеральных типах породы. Типы породы по относительному содержанию в них *Pl*: мафические ($Pl \leq 25\%$), меланократовые ($Pl \sim 25-40\%$), мезократовые ($Pl \sim 40-60\%$) и лейкократовые ($Pl \sim 60-75\%$), жилы плагиоклазитов ($Pl \geq 75\%$). (а) *Crn* в жиле плагиоклазита, (б) *Crn* в лейкократовой зоне контакта жилы плагиоклазита и мезократовой породы, (в) и (г) *Crn* на контактах *Pl*-жилок в мезократовой и меланократовой породах, (д) много *Crn* на контакте *Pl*-жилы с меланократовой породой, (е) *Crn* в *Pl*-пятнах матрицы мезократовой породы, (ж) *Crn* в *Pl*-пятнах матрицы мафической породы.

соматической зональности. По нашим наблюдениям, корунд встречается во всех без исключения минеральных типах пород от лейкократовых до мафических, везде, куда проникло *Pl*-вещество (рис. 2 и 3). Все отмеченные петрографические особенности пород мы интерпретируем как метасоматическую зональность.

Жилки и жилы плагиоклазитов (мощностью см, десятки см) почти мономинеральные или содержащие главные минералы матрицы, без корунда или с корундом, который присутствует и внутри жил и на контактах, нередко отличаются от жилок или жилоподобных полос плагиоклазита с заметным присутствием граната в ассоциации с корундом. В таких жилоподобных полосах содержание граната нередко сопоставимо с содержанием плагиоклаза. В породах они могут присутствовать в масштабе образцов одновременно с анхимономинеральными плагиоклазовыми жилами, отделяясь друг от друга более меланократовыми минеральными ассоциациями. Нередко они ассоциируют с анхимономинеральными плагиоклазовыми жилами, контактируя с ними с двух сторон или в местах их выклинивания, и поэтому мы считаем такие маломинеральные плагиоклазовые породы внутренними зонами метасоматической зональности (рис. 4). Гранат-плагиоклазовые и плагиоклаз-гранатовые жилоподобные зоны могут сменяться зонами плагиоклазового состава с большим числом минералов (*Pl, Ca-Amp, Grt*) и (*Pl, Ca-Amp, Bt, Grt*), которые мы рассматриваем как промежуточные зоны. Эти зоны в масштабе образцов и в масштабе стенок разведочных канав могут контактировать с участками или зонами бескварцевых мафических или меланократовых амфиболитов с *Pl, Grt, ±Bt* (рис. 4), которые мы интерпретируем как “десилицированные амфиболиты”, представляющие собой внешние зоны метасоматической зональности по кварцевым амфиболитам. Заканчивая описание признаков минеральной метасоматической зональности, показанной в масштабе наиболее типичных образцов на рис. 4, обратим внимание на повторяющуюся **обобщенную** триаду минеральных зон: *внешняя* мафическая или меланократовая зона десилицированного амфиболита, *промежуточная* зона мезократовых и лейкократовых плагиоклазовых пород с корундом, *Ca-амфиболом*, гранатом, *±Bt* и *внутренняя* зона плагиоклазита с корундом и с небольшим количеством биотита и граната.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Для оценки *P-T* условий нами был выбран метод мультиравновесной термобарометрии с оценкой степени неравновесности минеральной ассоциации *avPT* (Powell, Holland, 1994), реализованный в программе THERMOCALC с современными базами термодинамических данных для метаморфиче-

ских пород версии 3.40 (ds622) (Powell, Holland, 1988; Holland, Powell, 1998). Преимуществами этого метода для целей нашего исследования являлось присутствие в базе данных описания ставролитового твердого раствора и возможность реалистичной оценки погрешности *P-T* определения. Она учитывает статистические ошибки аналитических данных, неточность описаний моделей твердых растворов и погрешность термодинамических величин чистых веществ в базе данных. При этом максимальная погрешность связана с неточностью описаний моделей твердых растворов и с отклонением реальных составов минералов от равновесных.

Погрешность *P-T* оценок методом *avPT* определяется параметрами, рассчитываемыми программными средствами (Powell, Holland 1994): два *sd* (стандартные отклонения по температуре и по давлению) и *cor* (коэффициент корреляции), определяющие размеры и форму эллипса погрешностей (его сжатие и наклон), а также *sigmafit* (*fit*). Если первые два параметра (размер и форма эллипса погрешностей) являются слабо изменяемыми характеристиками для системы уравнений реакций, то параметр *fit* характеризует степень согласования трех и более линейно независимых реакций. Этот параметр позволяет оценить, насколько данные составы минералов оказываются далекими от равновесия с точки зрения используемой термодинамической модели в терминах величин активности компонентов.

В идеальном случае на *P-T* плоскости все реакции (равновесия) должны пересечься в одной точке (пучок линий), которая, при данном составе равновесных минералов, будет соответствовать искомым *P* и *T*, в этом случае параметр *fit* будет равен 0. В случае отклонения от равновесия (возрастание параметра *fit* к 1.0 и выше) возникает рассогласование линий реакций с образованием облака их парных (тройных и т.д., в зависимости от числа линейно зависимых реакций) пересечений, при этом параметр *fit* прямо пропорционален степени этого рассогласования.

Возможности метода *avPT* существенно расширены в использованных нами программах TC-Comb (версия 1.1) и TriQuick (Доливо-Добровольский, 2012, 2013). В них применен комбинаторный подход к решению проблемы поиска равновесных составов при наличии большого количества аналитических данных, а также визуализация результатов вычислений на *P-T* диаграммах.

Для определения максимальных *P-T* параметров при формировании минеральной метасоматической зональности и их применения при моделировании выбраны образцы *Crn*-содержащих пород с минеральной ассоциацией *Pl + Grt + Bt + Ca-Amp* (рис. 5), не содержащих ставролит или содержащих единичные зерна *St*, и без видимых признаков на-

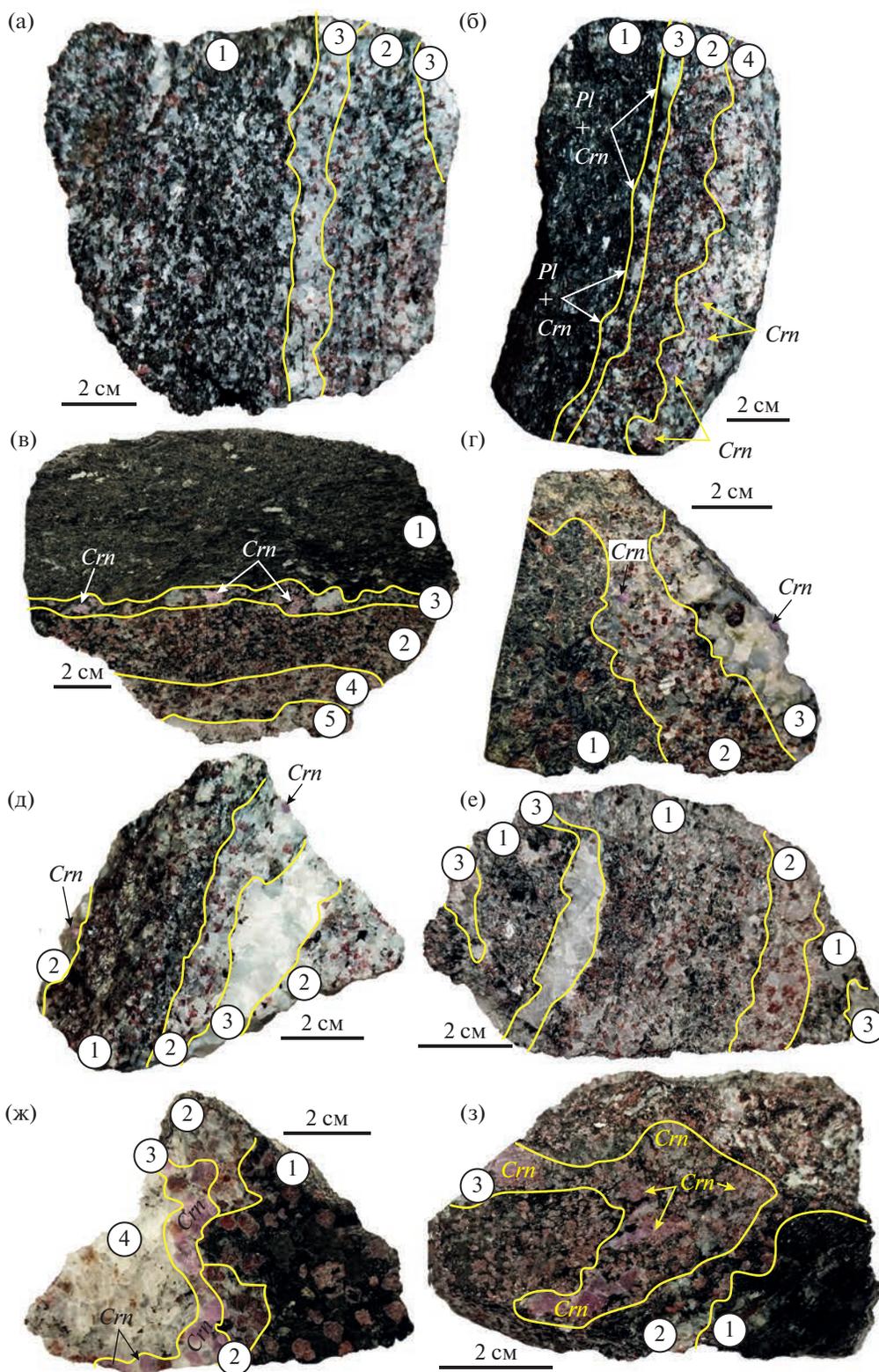


Рис. 4. Наблюдаемая в масштабе образцов минеральная метасоматическая зональность в *Bt–Grt–Ca–Amp–Pl* породах, содержащих и не содержащих корунд. Цифрами в кружках обозначены номера зон. (а) обр. БХО22, *Crn* нет во всех трех зонах (*BtGrtAmpPl*), отличающихся степенью пропитки плагиоклазом; (б) обр. БХО22 (*BtGrtAmpPl*), *Crn* нет в мафической зоне-1 и в меланократовой зоне-2, но *Crn* есть в *Pl*-пятнах более лейкократовой зоны-3 и в еще более пропитанной *Pl* зоне-4; (в) обр. БХО22 (*BtGrtAmpPl*), *Crn* нет в мафической зоне-1 и в богатой *Grt* меланократовой зоне-2, но *Crn* есть в богатой *Pl*-пятнами зоне-3 и в мезократовой и лейкократовой зонах-4 и -5; (г) обр. Б745-10, *Crn* нет в мафической зоне-1 (*AmpGrtBtPl*), но мелкий *Crn* ~ 1 мм есть в мезократовой–лейкократовой, богатой *Pl*, зоне-2 (*PlGrtAmp ± Bt*) и *Crn* ~ 5–8 мм в ± *Bt–Grt* плагиоклазите зоны-3; (д) обр. Б745-10, *Crn* есть во всех трех зонах: мезократовой зоне-1 (*PlAmpBtGrt*) с редким *Crn* в *Pl*-пятнах, лейкократовой зоне-2 (*PlBtGrt*) с редким *Crn* 1–3 мм и зоне-3 ± *Bt–Grt* плагиоклазита с единичными зернами *Crn* ~ 2–3 мм; (е) обр. Б745, *Crn* нет в *Pl*-жилках зоны-3, но мелкий *Crn* есть в мезократовой зоне-1 (*GrtPlAmpBt*) и много *Crn* ~ 2–3 мм в *Crn–Grt* плагиоклазите ± *Bt* зоны-2; (ж) обр. Б745-10, *Crn* нет в мафической зоне-1 (*AmpGrtBtPl*), но *Crn* есть в мезократовой зоне-2 (*PlGrtAmp*), много *Crn* ~ 5–10 мм в *Grt–Crn* плагиоклазите зоны-3 и есть *Crn* в плагиоклазите с *Bt* и *Grt* зоны-4; (з) обр. Б745-17, *Crn* нет в мафической зоне-1 (*AmpBtPl*), но редкий *Crn* ~ 5–8 мм есть в меланократовой зоне-2 (*AmpGrt BtPl*) и много *Crn* в мезократовой зоне-3.

ложенных низкотемпературных изменений. Выбирались участки шлифа размером 5–10 мм, в пределах которых предполагалось наиболее вероятным локальное равновесие между зернами сосуществующих контактирующих или близко расположенных минералов (*Grt, Pl, Amp, Bt, Ilm, Rt*). Наилучшие и согласующиеся между собой оценки *P–T* удалось получить в двух зональных образцах *Crn*-содержащих пород.

В первом обр. Б745-10, содержащем корунд 3–8 мм и единичные зерна ставролита, анализировалась мезократовая пятнистая зона: *Pl* (40–60%), *Grt* (20–30%), *Amp* (10–20%), *Bt* (10–15%), *Crn* (1–10%), *St* (редкие единичные зерна), *Ap, Ilm, Rt* (1–5%). Она расположена между жилой плагиоклазита (*Pl* > 75%) и зоной мафической гранат-амфиболовой породы (*Pl* < 25%). Мезократовая *Bt–Amp–Grt–Pl* порода представлена на рис. 4 фотографиями зонального обр. Б745-10: (г) – зона-2, (д) – зона-1, (ж) – зона-2. Эта порода также сходна по составу с обр. Б745 ((е) – зона-1) и обр. Б745-17 ((з) – зона-3).

В этой очень неравномерно зернистой, среднекрупнозернистой пятнистой породе между лейкократовыми существенно плагиоклазовыми участками с *Ca–Amp, Bt, Grt* и *Crn* хаотично присутствуют меланократовые пятна, в которых преобладают *Ca–Amp, Bt, Grt*. В меланократовых пятнах может присутствовать *Crn* с *Grt* или *St* с *Grt* внутри и/или рядом с плагиоклазом. Для целей термобарометрии подходили только меланократовые пятна, так как только в них можно было исследовать контакты всех ассоциирующих минералов.

В исследованных локальных участках амфибол-биотит-гранат-плагиоклазовой породы были обнаружены небольшие вариации состава сосуществующих минералов: *Ca*-амфибол ($X_{Mg}^2 = 0.57–0.60$, $Al = 3.2–3.5$ форм. ед., $Na = 0.77–0.98$ форм. ед.); плагиоклаз (23–33% *An*); биотит ($X_{Mg} = 0.69–0.73$, $Ti = 0.09–0.14$ форм. ед.); гранат до 6–7 мм (Alm 56–62%, Prp 25–32%, Grs 6–16%,

Sps 0–1%); ставролит ($X_{Mg} = 0.29–0.34$). Для рутила, также находящегося в контакте с гранатом, использован его формульный состав из базы компонентов THERMOCALC.

Наилучшие *P–T* оценки в этом образце получены по микросондовым анализам краевой части зерна граната (~4 мм) и амфибола, плагиоклаза, ильменита на контакте с гранатом (табл. 1). Получены пучки с четырьмя линейно независимыми реакциями и хорошими критериями погрешностей (рис. 5а). Обращает на себя внимание, что добавление в расчет присутствующих в породе корунда и ставролита обнаруживает отсутствие их равновесия с другими минералами породы (рис. 5б, 5в).

Второй обр. Б745-24, содержащий корунд 1–2 мм и не содержащий ставролит, представляет мафическую крупнозернистую плагиоклаз-гранат-биотит-амфиболовую породу (*Pl* < 25%) с полосами и участками 0.5–1 см мономинерального биотитового состава (слюдита). Для целей термобарометрии анализировалась четырехминеральная порода: *Pl* (5–10%), *Grt* (5–15%), *Bt* (20–30%), *Amp* (30–45%), *Ap, Ilm, Rt* (~5%), *Crn* (≤1%). Такая мафическая порода сходна по минеральному составу с породами на рис. 4: обр. БХО22 ((б) – зона-1), обр. БХО22 ((в) – зона-1), обр. Б745-10 ((г) – зона-1), обр. Б745-10 ((ж) – зона-1) и обр. Б745-17 ((з) – зона-1).

В минералах исследованных локальных участков обнаружены вариации состава сосуществующих минералов: *Ca*-амфибол ($X_{Mg} = 0.59–0.61$, $Al = 3.3–4.2$ форм. ед., $Na = 0.82–0.95$ форм. ед.); биотит ($X_{Mg} = 0.70–0.73$, $Ti = 0.08–0.12$ форм. ед.); порфиробласты граната 5–10 мм (Alm 58–67%, Prp 15–29%, Grs 13–19%, Sps 0–1%); плагиоклаз в пятнах и ветвящихся прожилках (27–39% *An*); корунд 1–2 мм в пятнах плагиоклаза и корунд (≤1 мм) на границе плагиоклаза с гранатом; на контакте биотита с более основным плагиоклазом присутствуют каймы альбита (1% *An*). Для рутила, также находящегося в контакте с гранатом, использован его формульный состав из базы компонентов THERMOCALC.

² Обозначения особенностей химического состава минералов: для амфибола, биотита, ставролита: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$.

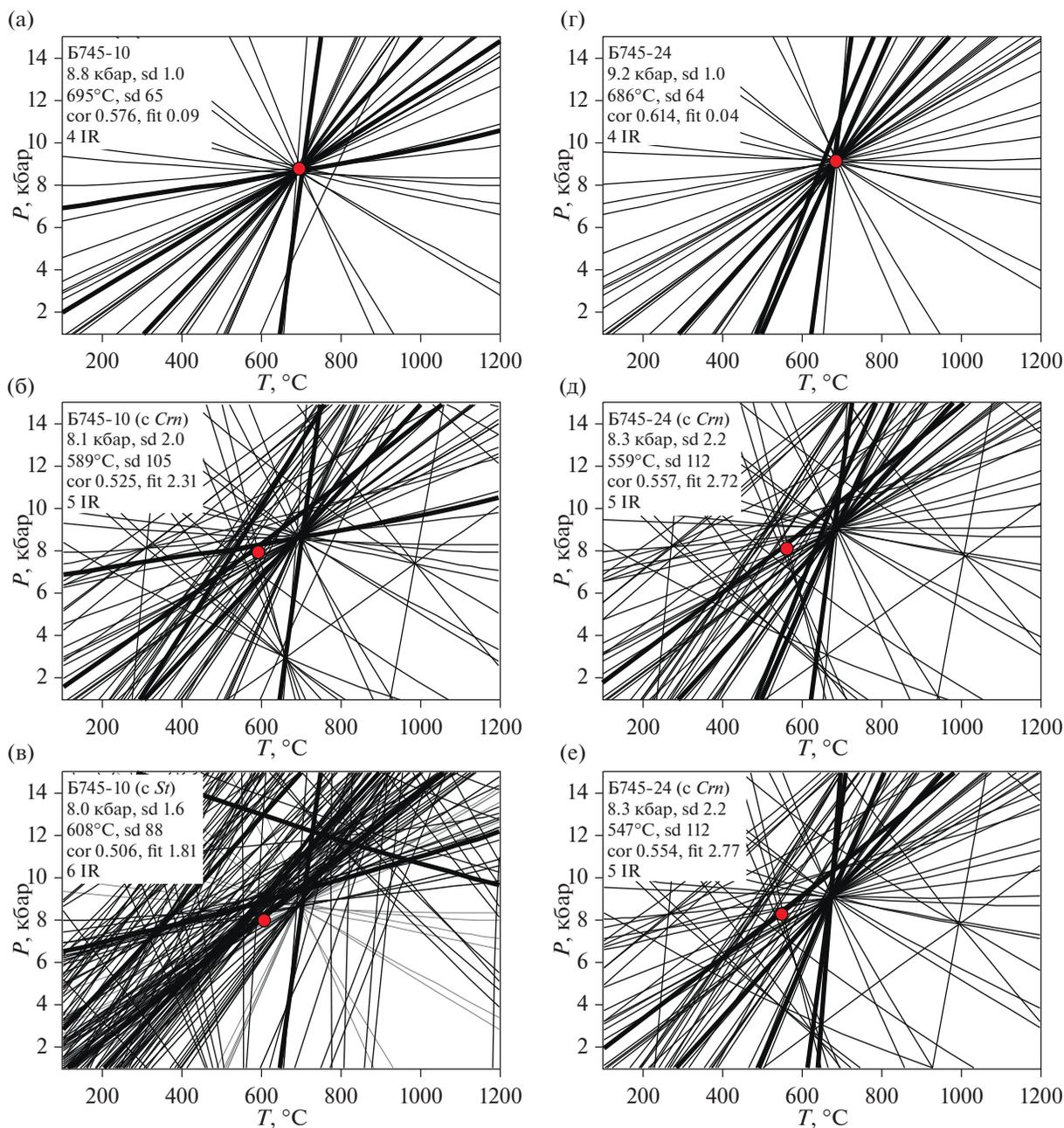


Рис. 5. Примеры расчета методом ν PT в программе THERMOCALC P - T параметров Crn -содержащих метасоматических пород месторождения Хитостров. (а), (б), (в) – обр. Б745-10: (а) расчет для ассоциации $Pl + Grt + Amp + Bt + Ilm + Rt$, (б) расчет для ассоциации $Pl + Grt + Amp + Bt + Ilm + Rt$ с добавлением Crn (присутствует в Pl пятнах матрицы), (в) расчет для ассоциации $Pl + Grt + Amp + Bt + Ilm + Rt$ с добавлением St (присутствует в матрице); (г), (д), (е) – обр. Б745-24: (г) расчет для ассоциации $Pl + Grt + Amp + Bt + Ilm + Rt$, (д) расчет для ассоциации $Pl + Grt + Amp + Bt + Ilm + Rt$ с добавлением Crn (присутствует в Pl пятнах матрицы), (е) расчет для ассоциации $Pl + Grt + Amp + Bt + Ilm + Rt$ с добавлением Crn (присутствует на контакте с плагиоклазитом). IR – число независимых реакций.

Наилучшие оценки P - T в этом образце получены по микронзондовым анализам краевой части зерна граната (~10 мм), амфибола, биотита, ильменита на контакте с гранатом и плагиоклаза (табл. 1). Получены пучки с четырьмя линейно независимыми реакциями и хорошими критериями погрешностей (рис. 5г).

Таким образом, P - T параметры исследованных пород, принадлежащих к разным зонам минеральных расчетов для обр. Б745-10, добавление в расчет присутствующего в породе корунда, ассоциирующего с плагиоклазом, обнаруживает отсутствие его равновесия с другими минералами породы (рис. 5д).

Таким образом, P - T параметры исследованных пород, принадлежащих к разным зонам минеральных

Таблица 1. Химические анализы минералов *Crn*-содержащих пород Хитострова, по которым рассчитывались *P-T* параметры (рис. 5)

Компо- ненты	Б745-10*	Б745-10	Б745-10	Б745-10	Б745-10	Б745-10	Б745-24	Б745-24	Б745-24	Б745-24	Б745-24
	<i>Grt</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl</i>	<i>Amp</i>	<i>Ilm</i>	<i>St</i>	<i>Amp</i>	<i>Pl</i>	<i>Bt</i>	<i>Grt</i>	<i>Ilm</i>
	104**	113	117	118	128	146	7	23	32	37	38
SiO ₂	38.51	38.65	61.16	41.87	0.00	26.18	42.03	61.93	36.31	37.86	0.00
TiO ₂	0.00	2.23	0.00	1.05	53.54	1.09	1.12	0.00	1.79	0.00	54.17
Al ₂ O ₃	21.68	21.02	24.26	19.78	0.00	54.64	19.43	23.64	19.50	21.34	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.27	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	27.98	12.52	0.00	12.60	44.77	11.86	12.33	0.00	11.77	27.80	43.99
MnO	0.42	0.00	0.00	0.09	0.79	0.19	0.07	0.00	0.03	0.24	0.32
MgO	7.81	16.31	0.00	10.88	0.89	3.71	11.08	0.00	15.25	7.27	1.53
CaO	3.60	0.00	5.91	10.03	0.00	0.00	10.33	5.79	0.00	4.49	0.00
Na ₂ O	0.00	1.56	8.67	3.21	0.00	0.00	3.10	8.47	1.51	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	8.33	0.00	0.23	0.00	0.00	0.32	0.17	7.95	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.00	100.62	100.00	100.01	99.99	98.79	100.01	100.00	94.11	99.00	100.01
<i>X</i> _{Mg}		0.70		0.60		0.34	0.61		0.70		
<i>Alm</i>	0.60									0.59	
<i>Sps</i>	0.01									0.01	
<i>Prp</i>	0.30									0.28	
<i>Grs</i>	0.10									0.12	
<i>An</i>			0.27					0.27			

Примечание. Определение химического состава минералов проводилось в ИГГД РАН с помощью электронного микроскопа JEOL JSM-6510LA с ЭДС приставкой JED 2200. Аналитик О.Л. Галанкина.

* Номер образца, ** точка анализа.

ной метасоматической зональности (рис. 4), сосредоточены в интервале давлений 8.8–9.2 кбар и температур 695–710°C. Отметим, что значения *P* и *T*, полученные в расчетах с корундом и ставролитом и показанные на рис. 5, являются фиктивными, отражающими стягивание программными средствами неравновесных реакций между миналами в точку их условного пересечения, и приведены в качестве свидетельств отсутствия равновесия корунда и ставролита с *Pl*, *Grt*, *Bt* и *Ca-Amp*.

Предшествующими исследованиями методами классической минеральной термометрии (Серебряков, Аристов, 2004; Серебряков, 2004) были оценены температурные условия начала образования аналогичных пород Хитострова в диапазоне 650–700°C. *P-T* параметры, полученные нами, близки к оценкам *P-T* условий образования *Crn*-содержащих пород (*T* не менее 720°C и *P* не ниже 10 кбар), полученным методом минимизации термодинамического потенциала минеральной системы с помощью программного комплекса “Селектор” (Авченко и др., 2007).

МОДЕЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Методика моделирования

Задачей численного моделирования являлось выяснение вопроса – может ли предлагаемая модель взаимодействия флюид–порода привести к образованию описанной выше метасоматической зональности, установленной геологическими методами. Моделирование проведено с применением программного комплекса NCh (Шваров, 1999). Использована база термодинамических констант минералов (Holland, Powell, 1998), модели твердых растворов: плагиоклаза – субрегулярная (Аранович, 1991), других минералов – многопозиционная идеальная. Константы частиц солевого раствора взяты из (Sverjensky et al., 1991, 1997; Pokrovskii, Helgeson, 1995; Shock et al., 1997). В качестве исходного кварцевого амфиболита принят средний состав амфиболитов, окружающий тело корунд-содержащих пород, рассчитанный по образцам Б760-2, Б760-3, Б760-4, Б762-1, Б762-5, Б766, Б767 (табл. 2). В основу численной модели положен сценарий процесса, когда через толщу амфиболитов

просачивался поток флюида, который формировал тела плагиоклазитов (рис. 1, 2) и в дальнейшем взаимодействовал с этим амфиболитом вплоть до уравнивания с ним. Поскольку источник и состав этого флюида оставался неизвестным, в качестве исходного для моделирования взаимодействия с амфиболитом принят флюид, равновесный с жилой плагиоклазита.

Состав исходного флюида получен путем уравнивания 1 кг раствора 1М NaCl + 5М CO₂ + 0.02М CH₄ с 10 кг плагиоклазитовой жилы, состоящей из 90% плагиоклаза ($X_{An} = 0.15$), 8% корунда, 1% биотита, 1% граната. При таком соотношении количества флюида и породы (1 : 10) ее растворение и обмен Са и Na между плагиоклазом и флюидом практически не искажает состав исходного плагиоклазита. Выбор состава первоначального раствора, являющегося гомогенным (Иванов, Бушмин, 2021), сделан исходя из широкого распространения хлоридных водно-углекислотных флюидов в коре. Конкретные концентрации компонентов в этом первоначальном растворе существенного значения для результатов расчетов не имеют, так как реальный баланс всех частиц раствора складывается уже после его взаимодействия с плагиоклазитом. Добавка CH₄ введена, чтобы избежать образования магнетита, отсутствующего в породах. Для всего процесса взаимодействия приняты $T = 700^\circ\text{C}$ и $P = 9$ кбар, в соответствии с приведенными выше P - T параметрами (рис. 5). Для исходного плагиоклазита, учитывая его образование под воздействием внешнего флюидного потока, принята несколько более высокая $T = 710^\circ\text{C}$ при том же $P = 9$ кбар.

Использована методика проточного ступенчатого реактора (Шваров, 1999; Grichuk, 2012), при которой исходный флюид пропускаться однократно и последовательно через ряд ячеек с номерами от 1 до 11, содержащих возрастающее количество исходного амфиболита, его состав приведен в табл. 3 в пересчете на сухое вещество. В каждой из ячеек рассчитывалось равновесие флюида с заданным количеством амфиболита. Состав флюида и породы изменялся при перемещении флюида из одной ячейки в другую. Этот одноволновой ступенчатый реактор отличается от часто используемого многоволнового реактора тем, что высокие значения отношения флюид/порода, характерные для интенсивного метасоматического процесса, достигаются не увеличением числа волн, а уменьшением массы породы от последней к первой ячейке. Преимуществом одноволнового реактора является возможность получения наиболее полной информации о составе системы, в частности об активности частиц в растворе, и о процентном содержании минералов в системе.

Первичные значения массы породы в ячейках ($M_{исх}$) заданы от 0.029 г в ячейке 1 до 9242 г в ячейке

с исходным амфиболитом (табл. 3), масса флюида в волне 1 кг. Исходя из этих величин и плотности амфиболита и воды при заданных P - T параметрах (3.0 и 0.91 г/см³, соответственно), рассчитана величина интегрального объемного отношения флюид/порода W . Она определяется как отношение объема флюида, прошедшего через данную ячейку, к объему породы, через которую флюид прошел в этой и всех предыдущих ячейках (табл. 3).

В первой ячейке с максимальным значением W устанавливается режим открытых систем с ВПК (Коржинский, 1949, 1982), при котором состав породы полностью определяется составом флюида. В последней ячейке без номера (исходный амфиболит) с минимальным W все компоненты инертны (Коржинский, 1949, 1982) и состав флюида контролируется составом амфиболита. В промежуточных ячейках при прохождении флюида через них формируются минеральные ассоциации, которые по мере изменения W образуют модельную метасоматическую зональность (табл. 3).

Предварительные расчеты показали, что при постоянных P и T корунд в продуктах изменения амфиболита не образуется. В связи с этим в первой ячейке принято понижение температуры от 710 до 700^oC. Это отражает первоначальное охлаждение нагретого флюида, втекающего в несколько менее нагретые породы. В масштабах наблюдаемой зональности (рис. 2 и 4) при переносе тепла флюидом температура быстро выравнивается и может быть принята постоянной во всех остальных ячейках (Кольцов, Бушмин, 2022).

Кроме химического, минерального состава полученных модельных пород, их начального и конечного количества и величины W , в табл. 3 приведены характеристики флюида: $\lg a_{\text{SiO}_2}$, рН, A_R ($R = \text{Na, K, Ca, Mg, Fe}$). Последний параметр рассчитывается как $A_R = \lg \left(\frac{a_{R^{n+}}}{a_{\text{H}^+}^n} \right) + \frac{n}{2} \lg a_{\text{H}_2\text{O}}$ и является эквивалентом химических потенциалов оксидов в породе и равновесном с ней растворе (Кольцов, 2015). Наиболее информативной в данном случае является величина отклонения указанных параметров от таковых исходного амфиболита, обозначенных надстрочным индексом ⁽⁰⁾ при тех же P, T : $\Delta \lg a_{\text{SiO}_2}, \Delta \text{pH}, \Delta A_R$. Знак и величина ΔA_R характеризуют смещение равновесий гидролиза минералов с участием соответствующего катиона $M + n\text{H}^+ = N + R^{n+} + n/2\text{H}_2\text{O}$ вправо, если $\Delta A_R < 0$ (кислотный метасоматоз, дебазификация), или влево, если $\Delta A_R > 0$ (щелочной метасоматоз, базификация) (Кольцов, 2015).

Результаты моделирования

Под воздействием на амфиболит флюидного потока, первоначально равновесного с плагио-

Таблица 2. Химические составы пород месторождения Хитостров, места отбора образцов на рис. 16

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	CaO	K ₂ O	MgO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	П.п.п.	Сумма + П.п.п.
Амфиболиты (<i>Qz-Grt-Pl-Ca-Amp</i>)													
Амфиболиты вблизи контакта с телом <i>Crn</i> -содержащих пород													
Б758-1	46.94	19.27	12.12	0.99	13.16	0.80	4.49	0.42	0.57	0.06	0.00	0.73	99.55
Б758-2	55.47	16.44	8.36	1.59	10.53	0.70	4.64	0.13	0.66	0.05	0.00	1.04	99.61
Линза амфиболитов в \pm <i>Grt-Qz-Bt-Pl</i> гнейсе													
Б760-2	49.79	12.46	16.76	0.91	10.21	0.87	5.10	0.27	2.30	0.18	0.04	0.87	99.76
Б760-3	50.73	12.77	16.75	0.55	9.84	1.01	5.23	0.24	2.19	0.18	0.00	0.21	99.70
Б760-4	49.77	12.23	17.70	0.42	9.85	1.12	5.35	0.23	2.31	0.18	0.02	0.38	99.56
Тело амфиболитов (в нем обнаружено обогащение изотопом ¹⁶ O, Bindeman, Serebryakov, 2011)													
Б766	47.32	14.13	16.93	1.56	11.09	0.65	4.53	0.23	3.03	0.24	0.00	-0.39	99.71
Б767	50.03	12.34	19.16	0.72	9.38	0.55	4.84	0.27	2.26	0.18	0.01	-0.34	99.74
Амфиболиты на контакте с десилицированными гнейсами													
Б762-1	47.12	12.24	18.46	1.60	10.49	0.69	6.21	0.24	2.27	0.11	0.01	0.13	99.57
Б762-5	46.67	14.15	22.40	0.05	10.03	0.10	2.57	0.36	2.75	0.53	0.00	-0.50	99.61
Мафические \pm <i>Bt-Pl-Grt-Ca-Amp</i> породы без <i>Crn</i> среди пород с <i>Crn</i> (десилицированные амфиболиты)													
Б745-18	37.53	19.03	19.34	1.92	6.08	0.43	11.03	0.17	3.15	0.01	0.00	0.92	99.61
Б745-19	38.29	19.11	17.99	2.31	7.21	0.37	10.80	0.14	2.52	0.01	0.00	0.80	99.55
Б752-6	37.55	19.37	21.00	1.43	5.45	1.27	10.77	0.15	1.97	0.01	0.00	0.55	99.52
Б752-7	36.65	19.20	19.65	1.33	4.05	2.21	11.76	0.14	3.12	0.01	0.01	1.28	99.41
Б754-1	37.84	19.52	19.38	2.61	7.49	0.29	9.37	0.12	2.41	0.14	0.00	0.38	99.55
Б768-40	36.71	19.05	16.22	2.06	6.71	1.79	12.14	0.13	1.76	1.14	0.00	1.84	99.55
Б768-42	40.52	18.49	17.50	3.12	7.15	0.42	9.10	0.12	2.62	0.01	0.00	0.41	99.46
Б768-44	36.31	19.72	13.98	2.16	4.70	2.57	13.82	0.06	2.22	1.05	0.00	2.80	99.39
Пятнисто-полосчатые <i>Crn</i> -содержащие породы с <i>Ca-Amp</i> (<i>Pl-Amp-Grt-Bt-Crn</i> \pm <i>St</i>)													
Б745-7	44.31	26.65	11.66	4.65	4.84	0.34	5.22	0.11	1.15	0.03	0.01	0.61	99.58
Б746-1b	42.80	27.37	12.65	4.11	4.83	0.41	5.51	0.11	1.53	0.02	0.00	0.44	99.78
Б768-5	44.52	26.27	11.56	4.53	5.23	0.27	5.35	0.07	1.22	0.02	0.00	0.49	99.53
Б768-8	45.55	23.14	12.39	4.94	5.55	0.35	5.59	0.10	1.46	0.02	0.00	0.42	99.51
Б768-9	43.29	29.07	8.73	5.10	5.11	0.34	5.28	0.06	1.17	0.16	0.01	1.41	99.73
Б768-10	48.71	24.86	7.60	6.17	4.80	0.24	4.27	0.04	1.08	0.25	0.00	1.64	99.66
Б768-11	41.76	30.83	8.96	4.12	4.77	0.42	5.82	0.06	1.57	0.02	0.00	1.30	99.63
Б768-12	41.48	26.20	12.57	3.60	5.48	0.51	7.11	0.10	1.66	0.01	0.00	0.85	99.57
Б768-18	45.29	23.89	12.24	4.25	5.42	0.26	6.33	0.10	1.30	0.03	0.00	0.65	99.76
Плагиоклазиты (<i>Pl</i> \geq 75%) с <i>Bt</i> , <i>Grt</i> \pm <i>Ca-Amp</i> \pm <i>Crn</i>													
Б745-2	60.46	23.04	1.74	8.55	3.98	0.15	0.71	0.01	0.34	0.08	0.00	0.67	99.73
Б745-3	60.57	22.77	1.53	9.08	3.71	0.27	0.57	0.00	0.32	0.06	0.00	0.79	99.67
Б747-6	57.07	21.90	5.07	8.02	4.40	0.22	1.37	0.03	0.19	0.13	0.00	1.36	99.76
Б763-5	59.80	22.01	0.74	10.82	4.23	1.00	0.35	0.00	0.10	0.03	0.00	0.57	99.65

Примечание. Химический состав пород определялся (Институт геологии, КНЦ РАН, г. Петрозаводск) рентгенофлуоресцентным анализом (XRF) на волновом спектрометре ARL ADVANT[®]X-2331 (Thermo Fisher Scientific, Ecublens, Швейцария) с родиевой трубкой, рабочее напряжение 60 кВ, ток 50 мА, разрешение 0.01°. Предварительно 2 г порошка каждой пробы нагревали в керамических тиглях при 1000°C в муфельной печи в течение 30 мин. Потери при прокаливании определяли по изменению массы образца после нагрева. Для рентгенофлуоресцентных измерений 1 г нагретого образца смешивали с тетраборатом лития и нагревали в золото-платиновом тигле до 1100°C с образованием расплавленного шарика.

клизитом, в ячейке 9 происходит выщелачивание калия из породы, а в ячейке 8 после достижения $W \sim 20$ — полное растворение кварца с переходом к бескварцевому амфиболиту с повышенным содержанием амфибола и плагиоклаза и пониженным содержанием граната по сравнению с исходным (табл. 3). Во флюиде, начиная с ячейки 8, отмечается понижение активности $\text{SiO}_2(\text{aq})$ и относительной степени насыщения $\Delta \lg a_{\text{SiO}_2}$. Одновременно происходит рост щелочности как в абсолютном выражении (рН), так и относительно амфиболита (ΔpH), повышение ΔA_{Na} (Na-метасоматоз) и более слабый рост ΔA_{Ca} (Ca-базификация). Дальнейшее развитие этих процессов приводит в ячейках 5, 6 и 7 к формированию специфической обедненной SiO_2 (менее 45 мас. %) модельной породы, содержащей около 66 мас. % *Amp*, 15–16 мас. % *Pl*, 18–20 мас. % *Grt*. Такую породу можно охарактеризовать как десилицированный амфиболит. Флюид здесь характеризуется максимальными для всей зональности значениями щелочности, ΔA_{Na} и ΔA_{Ca} , минимальными значениями насыщенности $\text{SiO}_2(\text{aq})$, а также повышенными значениями ΔA_{Fe} . В этих же ячейках наблюдается потеря массы, которая связана, очевидно, с продолжающимся выносом SiO_2 .

При возрастании W до 10^3 и выше характер процессов резко меняется (табл. 3, ячейки 2, 3, 4). Происходит замещение амфибола до полного исчезновения и частичное замещение граната все более кислым плагиоклазом. Содержания SiO_2 и Na_2O в модельной породе возрастают, а оснований снижается, в небольшом количестве появляется биотит. При дальнейшем развитии процесса в ячейке 1 появляется корунд. Концентрация $\text{SiO}_2(\text{aq})$ во флюиде остается почти постоянной, ΔA_{Na} незначительно снижается, но резко падает и становится отрицательной ΔA_{Ca} (Ca-дебазификация), при этом заметно возрастает ΔA_{Mg} . Важнейшей чертой метасоматического процесса в ячейках 1–4 является все возрастающее увеличение массы вещества ($M_{\text{кон}}$) относительно исходного количества ($M_{\text{исх}}$), т.е. его привнос флюидом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные данные позволяют выделить три метасоматические зоны изменений амфиболита на месторождении Хитостров (рис. 6).

Зона-0 представлена кварцсодержащим амфиболитом с малыми изменениями исходного состава в ячейках 9–11, включая вынос небольшого количества K_2O (табл. 3). Хотя в действительности K в амфиболитах присутствует в составе биотита, расчетный равновесный состав включает калиевый полевой шпат. По-видимому, это обусловлено слабо проявленной мигматизацией амфиболитов, что

могло привести к некоторому избытку Al_2O_3 и SiO_2 в проанализированном веществе.

Зона-1 (табл. 3, ячейки 5, 6, 7, 8; рис. 6) формируется после полного растворения кварца с образованием десилицированного *Pl-Grt* амфиболита. Эта зона хорошо сопоставима с мафическими богатыми Na-Ca амфиболом бескварцевыми породами, в которых содержание SiO_2 снижается до 37 мас. % (табл. 2). Для этой зоны характерно сохранение почти постоянной массы породы в ячейках, несколько уменьшенной по сравнению с исходной вследствие растворения кварца. Это указывает на то, что процессы минералообразования здесь протекают путем реакций замещения без существенного отложения вещества. Эти реакции представляют собой реакции гидролиза, которые контролируются параметром ΔA_R . Исходя из данных об этом параметре и относительном количестве минералов (табл. 3, рис. 6), можно схематически обозначить процесс образования первой зоны как: $\text{Grt} + \text{Na}_2\text{O}(\text{aq}) + \text{CaO}(\text{aq}) \rightarrow \text{Amp} + \text{Pl} + \text{SiO}_2(\text{aq})$.

В *зоне-2* (табл. 3, рис. 6) происходит нарастающая плагиоклазизация десилицированного амфиболита зоны-1 с тенденцией к образованию маломинеральных олигоклизитов с гранатом и биотитом при полном замещении амфибола. По мере увеличения содержания плагиоклаза происходит постепенный переход от меланократовых к мезократовым *Amp*-содержащим плагиоклазовым породам зоны-2а и далее к лейкократовым плагиоклазовым породам вплоть до полного исчезновения амфибола в зоне-2б (рис. 6). Они подобны лейкократовым плагиоклазитам, образующим текстуры зон пропитки плагиоклазом в полосчатых меланократовых и мезократовых породах (рис. 3).

В противоположность зоне-1 в зоне-2 (рис. 6) наблюдается избыток массы, что указывает на переход от процессов замещения к процессам отложения минералов из раствора. Условием такого отложения является более высокая валовая концентрация элементов в растворе, втекающем в данную ячейку, по сравнению с концентрацией в растворе, равновесном с породой в данной ячейке. Эти валовые концентрации рассчитаны для ячеек, где наблюдается отложение вещества (табл. 4). Как видно, на всем протяжении зоны валовые концентрации Na, Al, Si непрерывно понижаются, отражая процесс кристаллизации кислого плагиоклаза. Величина этого понижения отвечает тому количеству вещества, которое осаждается из раствора в зоне-2. Одновременно раствор, взаимодействуя с амфиболитом, насыщается Ca, и его концентрация непрерывно возрастает. Помимо этого, в формировании состава зоны-2 участвуют минералы замещаемой породы — гранат и амфибол. Учитывая, что количество граната в этой зоне, указанное в табл. 3, приведено к общему количе-

Таблица 3. Химический состав пород и параметры состава флюида в модели взаимодействия флюида и амфиболита (воздействующий исходный флюид, равновесный с жилой плагиоклазита)

Параметры	Источники флюида	Номера ячеек										Исходный амфиболит	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		11
$T, ^\circ\text{C}$	710	700											
Химический состав, мас. %													
SiO_2	59.00	53.12	62.96	59.06	52.66	45.88	44.60	44.56	45.18	51.08	52.87	52.79	52.79
Al_2O_3	28.35	34.20	21.16	21.71	20.95	19.20	17.93	17.35	16.72	14.58	13.98	13.96	13.95
FeO	0.45	2.05	3.07	5.77	10.26	15.64	17.06	17.49	17.77	16.32	15.77	15.75	15.75
MgO	0.24	0.65	1.01	1.86	3.45	5.18	5.66	5.80	5.90	5.42	5.23	5.22	5.22
CaO	2.89	1.66	2.00	3.67	6.93	10.51	11.50	11.80	12.00	11.02	10.65	10.63	10.63
Na_2O	8.96	8.07	9.41	7.88	5.74	3.60	3.25	2.99	2.43	1.57	1.22	0.90	0.90
K_2O	0.11	0.24	0.39	0.06							0.28	0.76	0.77
Минеральный состав, мас. %													
Pl	90.00	76.24	88.84	77.06	52.86	24.36	16.19	14.15	13.48	9.74	5.74	1.87	1.79
Crn	8.00	16.49											
Grt	1.00	4.96	7.37	17.42	21.39	21.72	17.85	19.73	29.36	32.90	35.38	38.53	38.60
Bt	1.00	2.32	3.79	0.54									
$Ca-Amp$				4.99	25.76	53.93	65.95	66.12	57.16	46.15	42.07	39.87	39.82
Qz										11.21	15.14	15.28	15.29
Kfs											1.67	4.46	4.50
Параметры состава модельных минералов													
X_{An} в Pl	0.15	0.1	0.1	0.15	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
Grt $Mg/(Mg + Fe)$	0.32	0.26	0.26	0.28	0.17	0.13	0.11	0.11	0.13	0.14	0.15	0.16	0.16
$Grt: X_{Grs}$	0.08	0.02	0.04	0.10	0.19	0.28	0.32	0.36	0.37	0.37	0.38	0.39	0.39
Amp $Mg/(Mg + Fe)$				0.71	0.56	0.47	0.44	0.44	0.48	0.51	0.52	0.54	0.54
$Amp: Na$, форм. ед.				0.87	0.86	0.85	0.84	0.80	0.66	0.55	0.55	0.55	0.55
$Amp: Al$, форм. ед.				2.78	2.76	2.72	2.65	2.51	2.11	1.80	1.82	1.83	1.83
Параметры состава флюида													
pH	5.89	5.88	5.89	5.92	5.95	5.98	5.98	5.90	5.62	5.40	5.42	5.40	5.40

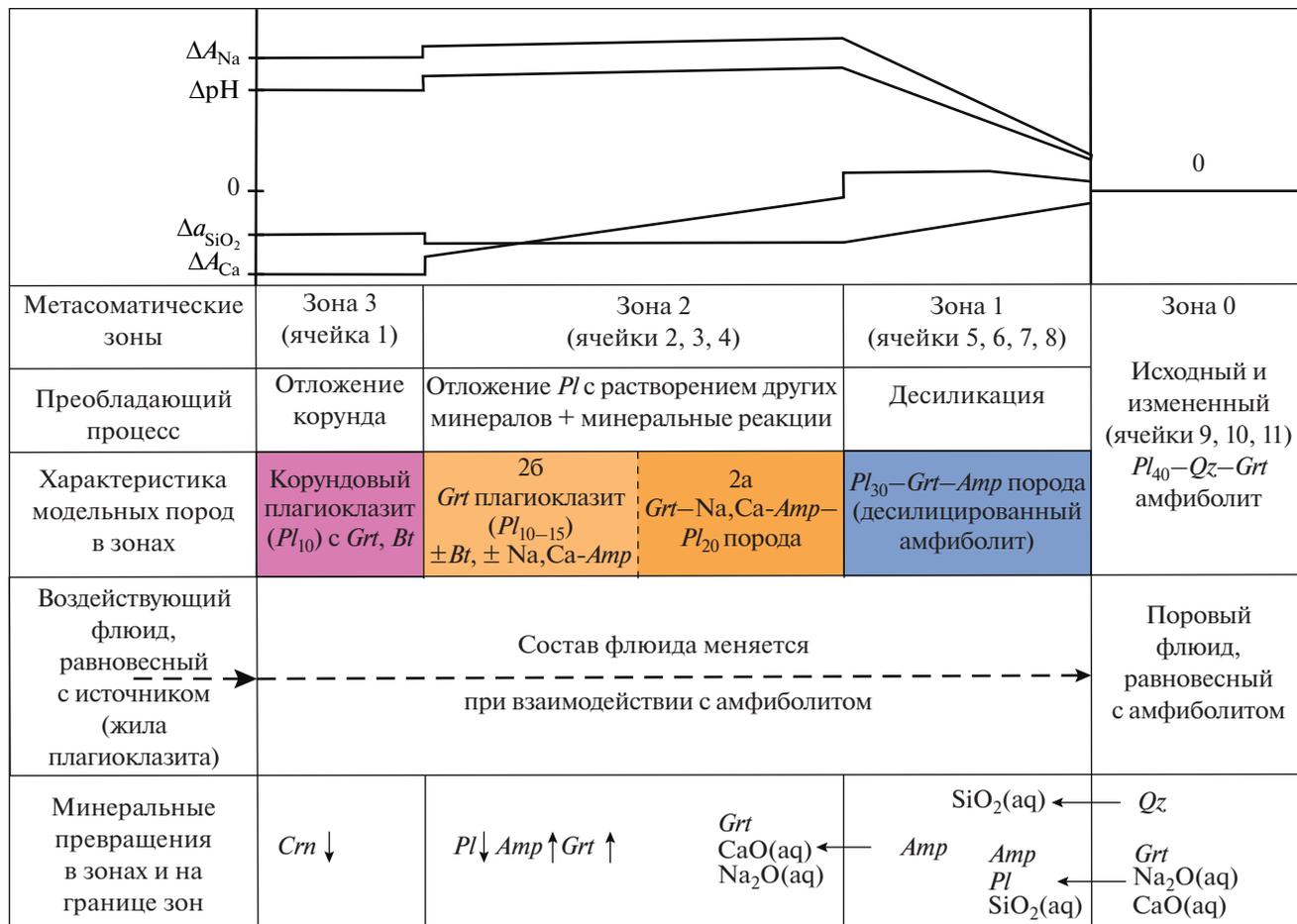


Рис. 6. Модельная метасоматическая зональность для *Crn*-содержащих пород по амфиболитам Хитострова: главные свойства и параметры инфильтрационного процесса. Цифры около *Pl* – содержание в плагиоклазе анортита в %. Обозначения характеристик флюида (ΔA_R , Δa_{SiO_2} , ΔpH) разъяснены в разделе “Методика моделирования”.

ству вещества, преимущественно осажденному, можно пересчитать его на содержание в исходном веществе в ячейках. Оказывается, что содержание граната в этом веществе на внешней границе зоны составляет 22 мас. %, затем оно возрастает до 32 и 49 мас. % и лишь после полного исчезновения амфибола снижается до 38 мас. %. Следовательно, кроме отложения плагиоклаза в зоне-2 протекает реакция замещения, которую можно схематически записать как: $Amp \rightarrow Grt + CaO(aq) + Na_2O(aq)$.

Зона-3 (табл. 3 ячейка 1; рис. 6) представлена корундсодержащим олигоклазитом с небольшой примесью граната и биотита. За исключением корунда, по составу породы и параметрам флюида эта зона почти ничем не отличается от зоны-2. В ней также резко преобладает отложение минералов из раствора, в их число входит и корунд. Следовательно, единственным фактором образования корунда в рамках рассматриваемой модели является понижение температуры от 710 до 700°C в условиях тыловой зоны, где величина *W* флю-

ид/порода максимальна. Это приводит к пересыщению первоначально насыщенного Al_2O_3 раствора и уменьшению валовой концентрации *Al* в зоне-3 (табл. 4). Однако в большей мере этот избыток *Al* в растворе расходуется вместе с *Na* и *Si* на отложение в этой зоне плагиоклаза. Отметим, что и в дальнейшем в зоне-2 в изотермических условиях валовая концентрация *Al* в растворе понижается, но к отложению корунда это не приводит, что обусловлено, вероятно, поступлением в раствор новых порций компонентов амфиболита, которые связываются с *Al* в алюмосиликатах. Указанное положение корунда в зональности не противоречит наблюдаемому распределению его зерен в метасоматитах, которые концентрируются преимущественно вблизи контакта лейкократовых плагиоклазитов с мафическими амфиболовыми породами (десилицированными амфиболитами) зоны-1 или с более меланократовыми участками (*Grt* + *Ca-Amp*) зоны-2 (рис. 3 и 4). Можно полагать, что при взаимодействии про-

Таблица 4. Валовые концентрации элементов в модельном флюиде в ячейках с осаждением вещества (H₂O, моль/кг)

Элементы	Плагиоклазит	Номера ячеек				
		1	2	3	4	5
Si	0.611	0.609	0.605	0.599	0.595	0.598
Al	5.39E-02	5.24E-02	5.07E-02	4.80E-02	4.47E-02	4.16E-02
Fe	3.12E-04	3.06E-04	3.06E-04	2.86E-04	3.10E-04	3.03E-04
Mg	5.24E-06	4.11E-06	4.12E-06	4.14E-06	2.33E-06	1.50E-06
Ca	2.34E-05	6.58E-06	1.16E-05	2.79E-05	4.71E-05	6.70E-05
Na	1.043	1.042	1.040	1.038	1.036	1.034
K	2.15E-02	2.15E-02	2.14E-02	2.15E-02	2.16E-02	2.21E-02

гретого флюида и осажденного вещества с телами менее проницаемых и медленнее прогреваемых амфиболитов вблизи этого контакта возникает градиент температуры. В более проницаемых зонах пропитки, где флюидный поток более мощный, температура быстро выравнивается (Кольцов, Бушмин, 2022).

Изменение состава минералов в модельной зональности находится в хорошем соответствии с охарактеризованными выше тенденциями эволюции параметров флюида: понижением Δlga_{SiO_2} в зоне-1, повышенной щелочностью (ΔA_{Na}) и магнезиальностью (ΔA_{Mg}), пониженной кальциевостью (ΔA_{Ca}) в тыловой зоне. Наблюдается постепенная деанортитизация плагиоклаза, а гранат обедняется гроссуляровым компонентом. В зоне-1 отмечается незначительное понижение магнезиальности и граната, и амфибола, но затем в зонах-2 и -3 эта величина заметно возрастает. Характерно также значительное повышение натровости и глиноземистости амфибола, который в зоне-0 отвечает роговой обманке, а в зоне-2 близок к Mg-Fe паргаситу.

Явное отличие от природной зональности – присутствие корунда только в модельной зоне-3 плагиоклазита, где максимальна величина W (соотношение флюид/порода), отражающая интенсивность процесса «промывки» флюидом. Обращает на себя внимание неравновесность корунда с минеральными парагенезисами других зон по данным термобарометрии, но при этом его постоянная ассоциация с плагиоклазом в жилах, жилках, прожилках и пятнах в породах этих зон. Таким образом, мы рассматриваем присутствие корунда в зонах-1 и -2, как результат инфильтрации флюида с образованием зоны-3 корундового плагиоклазита вдоль каналов (микротрещин) с повышенной проницаемостью, и отложение корунда совместно с плагиоклазом вследствие понижения температуры в этой зоне на фоне повышенной щелочности.

ВЫВОДЫ

1. В корундсодержащих породах с Са-амфиболом обнаружена минеральная зональность в виде закономерно повторяющейся триады минеральных зон: *внешняя* мафическая или меланократовая зона десилицированного амфиболита, *промежуточная зона* мезократовых и лейкократовых плагиоклазовых пород с Са-амфиболом, гранатом, $\pm Vt$ и *внутренняя зона* плагиоклазитов с корундом и с небольшим количеством биотита и граната. Это позволяет рассматривать окружающие кварцсодержащие амфиболиты в качестве протолита для метасоматитов с Са-амфиболом, преобладающих среди корундсодержащих пород месторождения Хитостров. Присутствие корунда в породах внешней зоны и промежуточной зоны является следствием инфильтрации в них флюида с образованием парагенезиса плагиоклаза с корундом внутренней зоны.

2. Моделирование процесса метасоматической десиликации амфиболита из окружающей метаморфической толщи обнаружило при заданных модельных параметрах возможность образования подобной зональности в виде триады минеральных зон. Помимо десиликации, эта зональность характеризуется Na-щелочным метасоматозом и Са-дебазификацией. Отложение корунда, согласно модели, происходит вместе с кислым плагиоклазом из пересыщенного Al и Si щелочного раствора вследствие понижения температуры. В отличие от кианитовых гнейсов, одной только десиликации амфиболитов для образования в них корунда недостаточно.

Благодарности. Авторы благодарны директору особо охраняемых природных территорий регионального значения Республики Карелия И.В. Кипрухину, коллегам В.М. Козловскому, Н.И. Фришману за большую помощь в организации и проведении полевых работ, а также Д.В. Доливо-Добровольскому, В.И. Ивашенко и В.М. Козловскому за плодотворное обсуждение научных проблем, затронутых в статье. Авторы выражают благодарность рецензентам Л.Я. Арано-

вичу и Н.Н. Акинфиеву за конструктивные замечания при рецензировании, позволившие улучшить первоначальный вариант рукописи.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00270, <https://rscf.ru/project/22-27-00270/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В., Высоцкий С.В., Чудненко К.В.* Опыт моделирования реакции гранат-ортопироксен-шпинель-плагиоклаз методом минимизации термодинамического потенциала // Докл. АН. 2007. Т. 415. № 1. С. 87–90.
- Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б.* Термодинамическое моделирование процесса формирования корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса (Фенноскандинавский щит) // Петрология. 2022. Т. 30. № 1. С. 69–90.
- Аранович Л.Я.* Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М.: Наука, 1991. 253 с.
- Аранович Л.Я.* Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.
- Аранович Л.Я., Козловский В.М.* Роль подвижности кремнезема при образовании “зарождающихся” эклогитов // Геохимия. 2009. № 2. С. 210–215.
- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А. и др.* Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 415–436.
- Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Т.В.* Тройная система H_2O-CO_2-NaCl при высоких $P-T$ параметрах: эмпирическая модель смещения // Геохимия. 2010. № 5. С. 1–10.
- Балаганский В.В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 2002. 32 с.
- Беляев О.А., Бушмин С.А., Володичев О.И. и др.* Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1990. 142 с.
- Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций метаморфических пород // Зап. РМО. 2008. Ч. СXXXVII. № 2. С. 1–13.
- Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др.* Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 23–54.
- Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Левицкий С.Ю. и др.* Новые данные по стабильным изотопам минералов корундоносных образований Северной Карелии (Россия) // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 1. С. 95–98.
- Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Левицкий В.И. и др.* Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий их формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843–853.
- Глазунков В.М.* Отчет о результатах детальных поисков и поисково-оценочных работ на ограниченный и коллекционный корунд в Северной Карелии (1984–1985 г.). Л.: СПО “Северкварцсамоцветы”, 1985. Отчет №24808.
- Глебовицкий В.А.* Тектоника и метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.
- Глебовицкий В.А., Бушмин С.А.* Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др.* Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
- Доливо-Добровольский Д.В.* TriQuick: программа для построения прямоугольных и треугольных точечных диаграмм, а также для отображения, создания и редактирования диаграммной графики. 2012. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/triquick>
- Доливо-Добровольский Д.В.* TC_Comb: оболочка программы THERMOCALC для эффективной мультиравновесной геотермобарометрии методом avPT с визуализацией и анализом результатов. 2013. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/tccomb>
- Иванов М.В., Бушмин С.А.* Уравнение состояния флюидной системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$ и свойства флюидных фаз при $P-T$ параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 431–445.
- Иванов М.В., Бушмин С.А.* Термодинамическая модель флюидной системы H_2O-CO_2-NaCl при $P-T$ параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 90–103.
- Карта минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород восточной части Балтийского щита, масштаб 1 : 1500 000 (О.А. Беляев, С.А. Бушмин, О.И. Володичев и др.) // Под ред. В.А. Глебовицкого. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1991. 1 лист.
- Колесник Ю.Н.* Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.
- Кольцов А.Б.* Влияние источников и путей эволюции растворов на состав метасоматитов // Геохимия. 2015. № 2. С. 144–161.
- Кольцов А.Б., Бушмин С.А.* Метасоматоз в термоградиентных условиях: модели сопряженного переноса тепла и взаимодействия флюид–порода // Петрология. 2022. № 3. С. 309–330.
- Коржинский Д.С.* Открытые системы с вполне подвижными компонентами и правило фаз // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 3–14.
- Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Крылов Д.П.* Аномальные отношения $^{18}O/^{16}O$ в корундсодержащих породах Хитоострова (Северная Карелия) // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 4. С. 533–536.
- Крылов Д.П., Глебовицкий В.А.* Локальное распределение изотопов кислорода и обмен флюидом при формировании корундсодержащих пород Хитоострова // Докл. АН. 2017. Т. 473. № 5. С. 593–595.
- Левицкий В.И.* Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: ГЕО, 2005. 340 с.
- Сафонов О.Г., Бутвина В.Г., Лиманов Е.В., Косова С.А.* Минеральные индикаторы реакций с участием солевых компонентов флюидов в глубокой литосфере // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 525–556.

- Серебряков Н.С.* Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 30 с.
- Серебряков Н.С., Аристов В.В.* Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи беломорского комплекса Северной Карелии // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 36–42.
- Серебряков Н.С., Русинов В.Л.* Высокотемпературный высокobarный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // Докл. АН. 2004. Т. 395. № 4. С. 529–533.
- Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Войнова О.А., Пресняков С.Л.* Первое локальное Th-U-Pb-датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388–392.
- Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
- Слабунов Ф.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А.* Мезо-архей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 5. С. 650–677.
- Терехов Е.Н., Левицкий В.И.* Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 3–13.
- Устинов В.И., Бакшеев И.А., Серебряков Н.С.* Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундсодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // Геохимия. 2008. № 11. С. 1245–1248.
- Шваров Ю.В.* Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // Геохимия. 1999. № 6. С. 646–652.
- Bebout G.E., Penniston-Dorland S.C.* Fluid and mass transfer at subduction interfaces – the field metamorphic record // Lithos. 2016. V. 240–243. P. 228–258.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S.* Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ¹⁸O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 306. P. 163–174.
- Bushmin S.A., Glebovitsky V.A.* Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Transactions of Karelian Research Centre RAS. Precamb. Geol. Ser. 2016. № 2. P. 3–27.
- Glebovitsky V.A.* Early Precambrian of Russia. London: Harwood Acad. Publ., 1997. 261 p.
- Grichuk D.V.* Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system // Geochim. Int. 2012. V. 50. № 13. P. 1069–1100.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.
- Manning C.E.* Thermodynamic modeling of fluid–rock interaction at mid-crustal to upper-mantle conditions // Rev. Mineral. Geochem. 2013. V. 76. P. 135–164.
- Manning C.E.* Fluids of the lower Crust: Deep is different // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2018. V. 46. P. 67–97.
- Manning C.E., Aranovich L.Y.* Brines at high pressure and temperature: Thermodynamic, petrologic and geochemical effects // Precamb. Res. 2014. V. 253. P. 6–16.
- Manning C.E., Frezzotti M.L.* Subduction-zone fluids // Elements. 2020. V. 16. P. 395–400.
- Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // Precamb. Res. 2019. V. 330. P. 1–19.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.K.* The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 561–584.
- Pokrovskii V.A., Helgeson H.C.* Thermodynamic properties of aqueous species and the solubilities of minerals at high pressures and temperatures: the system Al₂O₃–H₂O–NaCl // Amer. J. Sci. 1995. V. 295. P. 1255–1342.
- Powell R., Holland T.J.B.* Optimal geothermometry and geobarometry // Amer. Mineral. 1994. V. 79. P. 120–133.
- Powell R., Holland T.J.B.* An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application methods, worked examples and a computer program // J. Metamorph. Geol. 1988. V. 6. P. 173–204.
- Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A.* Inorganic species in geologic fluids: correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 5. P. 907–950.
- Steele-MacInnis M., Manning C.E.* Hydrothermal properties of geologic fluids // Elements. 2020. V. 16. P. 375–380.
- Sverjensky D.A., Hemley J.J., D'Angelo W.M.* Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar–mica–aluminosilicate equilibria // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. № 4. P. 989–1004.
- Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C.* Predictions of the thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000°C and 5 kb // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 7. P. 1359–1412.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Zakharov D.O., Bindeman I.N., Slabunov A.I. et al.* Dating the Palaeoproterozoic snowball Earth glaciations using contemporaneous subglacial hydrothermal systems Dating the Palaeoproterozoic snowball Earth glaciations using contemporaneous subglacial hydrothermal systems // Geology. 2017. V. 45. P. 667–670.

**Metasomatic Transformation of Amphibolites into Corundum-Bearing Plagioclases:
Zoning, Numerical Model of the Process (on the Example
of the Unique Khitostrov Mineral Deposit, Fennoscandian Shield)**

S. A. Bushmin¹, A. B. Kol'tsov¹, Yu. M. Lebedeva¹, and E. V. Savva¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

The paper presents the results of a study of desilicated rocks of the middle crust at the level of amphibolite facies using the example of corundum-bearing plagioclases developing over the metabasites at the unique Khitostrov mineral deposit in the Belomorian-Lapland orogen of the Fennoscandian Shield. The main attention is paid to new geological data, documentation and analysis of metasomatic zoning, determination of the *P-T* conditions of its formation, and a model of the metasomatic process.

Keywords: metasomatism, desilication of amphibolites, corundum-bearing plagioclases, metasomatic zoning, numerical modeling

ИСТОЧНИКИ МЕДИСТОЙ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ВЫСОКОНИКЕЛИСТОГО ОЛИВИНА ДАЙКИ РУДНАЯ (ИМАНГДИНСКИЙ УЗЕЛ, НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН): ПО ВЕЩЕСТВЕННЫМ, ИЗОТОПНЫМ И МОДЕЛЬНЫМ ДАННЫМ¹

© 2023 г. В. Д. Бровченко^{a, *}, И. А. Кириллина^a, М. А. Юдовская^{a, b}, G. Costin^c, И. В. Пшеницын^d, Е. В. Ковальчук^a, Ю. О. Ларионова^a, Ю. Д. Гриценко^{a, e}, А. А. Кетров^f, С. Ф. Служеникин^a

^a Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, Москва, Россия

^b CIMERA, School of Geosciences, University of Witwatersrand, Wits 2050, South Africa

^c Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Rice University, Houston, USA

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

^e Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^f Норильск Никель Технические Сервисы, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: valeriiabrovchenko@gmail.com

Поступила в редакцию 02.03.2023 г.

После доработки 02.05.2023 г.

Принята к публикации 18.06.2023 г.

Дайка Рудная Имангдинского рудного узла сложена слабодифференцированными от оливинсодержащих до оливиновых габбродолеритами с сульфидными глобулами и интерстициальной вкрапленностью (пентландит-пирротин)-халькопирит-кубанитового состава. Наряду с сульфидной минерализацией, габбродолериты дайки содержат ксенолиты роговиков по базальтам, обильные миндалины и редкие зерна зонального оливина Fo_{90-47} сосуществующего со второй генерацией субидиоморфного оливина Fo_{74-36} . Моделирование в программах КОМАГМАТ и alphaMELTS показало, что высокомагнезиальный $O1-1$ с включениями хром-шпинели не мог кристаллизоваться из родительского для пород дайки толеиитового расплава, содержащего 4.8–7.3 мас. % MgO и 11.6–16.7 мас. % общего Fe_2O_3 . Тренд вариаций и повышенное содержание NiO до 0.5 мас. % в ядрах ксенокристового оливина Fo_{90-76} по сравнению с максимальными Fo_{83} и 0.4 мас. % NiO для оливина рудоносных интрузивов и пикритовых базальтов Норильского района указывают на присутствие на глубине кумулатов пикритовых магм, не испытавших взаимодействия с сульфидным расплавом. Концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) в породах возрастают (до 2.2 ppm) с увеличением как Cu/Ni, так и пропорций пентландита в сульфидной ассоциации. Специфический спектр распределения халькофильных металлов с минимумами Ni, Os и Ir, повышенные Cu/Ni (5–15) и Cu/Pd (3200–10900), низкие ЭПГ тенор (содержание ЭПГ в 100% сульфиде) сульфидов (2–65 ppm) и концентрация Pd в пентландите (<175 ppm) по сравнению с типичными для рудоносных интрузивов говорят о том, что медистая минерализация не была механически захвачена из высокодифференцированных сульфидных фракций рудоносных магм, а когенетична с магмами дайки. Сульфидное насыщение, насыщение по флюиду и дегазация, достигались в канале дайки за счет ассимиляции осадочной серы и летучих из девонских эвапоритов, что подтверждается изотопно-тяжелым составом серы сульфидов дайки со средним значением $\delta^{34}S = 14.7 \pm 1.1\text{‰}$ ($n = 31$), близким к значениям в сульфидах эндоконтактных зон рудоносных имангдинских интрузивов, локализованных в девонских толщах. Начальные изотопные характеристики пород дайки (Sr_1 0.70517–0.70532, ϵ_{Nd} от –0.4 до 0.8) предполагают ее комагматичность с интрузивами норильского типа, а вся сумма данных не исключает ее пространственной связи с верхнекоревой проточной системой рудоносных магм.

Ключевые слова: Имангдинский рудный узел, дайка Рудная, ЭПГ, магматические сульфиды, ксенокристовый оливин, ассимиляция, КОМАГМАТ, alphaMELTS

DOI: 10.31857/S0869590323060067, **EDN:** EIGBVY

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос происхождения Cu-Ni-ЭПГ сульфидной минерализации в малых дайковых телах является

одним из нерешенных в теории магматического сульфидного рудообразования (Радько, 2016; Barnes, Mungall, 2018; Rakhimov et al., 2021). Низкое содержание серы в мантии (от <10 до >350 ppm) и мантийных выплавках, малая ее растворимость в базальтовых расплавах, а также прямая зависимость растворимости сульфидной серы от давления и фу-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323060067 для авторизованных пользователей.

гитивности кислорода (Mavrogenes, O'Neill, 1999) согласуются с незначительными проявлениями магматических сульфидов в природных базальтах (Ripley, Li, 2003), в редких случаях представленных мелкими сульфидными глобулами (например, Zelensky et al., 2018). Сульфидное насыщение, необходимое для образования Cu-Ni-ЭПГ сульфидного месторождения, может быть достигнуто благодаря заимствованию серы из дополнительного источника (Grinenko, 1985; Ripley, Li, 2003), при смешении расплавов, близких к сульфидному насыщению (Naldrett et al., 2012), или достигается в ходе существенной дифференциации магматического расплава (Ariskin et al., 2018).

Проточные магматические системы, застывшими фрагментами которых являются многие дайки, обеспечивают высокую степень обмена силикатного и сульфидного расплава и поэтому рассматриваются как благоприятные для магматического сульфидного рудообразования (Barnes, Mungall, 2018). Наблюдения на современных вулканических полях, однако, показывают, что внедрение однофазной дайки может происходить в течение часов и первых дней, а сложные магмоводы с длительным течением магмы или многократным внедрением могут формироваться в течение месяцев и лет (Gudmundsson, 1984; Belousov et al., 2015). Кратковременность внедрения малой дайки ограничивает и ассимиляцию вмещающих пород вдоль закаленных контактов, и эффективность кристаллизационной дифференциации для накопления серы, и последующее обогащение сульфидной жидкости путем обмена с силикатным расплавом, поэтому проявление сульфидной минерализации, обогащенной ЭПГ, в малых дайковых телах представляет собой редкий случай (Vishnevskiy, Cherdantseva, 2016).

В Норильском районе, редкость даек с магматической минерализацией рассматривается как свидетельство преимущественно закрытого характера магматических камер рудоносных интрузивов, хотя единичные дайки с оруденением в подошве рудоносных интрузивов рассматривались как подводные каналы (Золотухин, Щедрин, 1977; Дюжиков и др., 1988; Радько, 2016). Вне Норильского и Талнахского рудных полей проявление платиноносных глобулярных и интерстициальных сульфидов известно в дайке Рудной, секущей все базальтовые покровы траппового разреза Имангдинского рудного узла (Золотухин, Щедрин, 1977; Щедрин, Золотухин, 1980; Шадрин и др., 1986). В ходе нашего исследования впервые получены вещественные и изотопные характеристики пород и минерализации этого известного, но неисследованного объекта с целью выявления характера его родительской магмы, источников серы и металлов, и обоснования типизации интрузива, т.е. принадлежности к определенному интрузивному комплексу. В ходе исследований выявилась сложная

история унаследованности ксенокристов, гибрида и контаминации, в целом подтверждающая генетическую связь дайки с рудоносными магмами и ее индикаторное значение в процессе поиска богатого оруденения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Норильский рудный район выделяется по ареалу проявления пикритового вулканизма и дифференцированных интрузивов с магматическими сульфидами на северо-западе провинции Сибирских траппов (Дюжиков и др., 1988). Дифференцированные интрузивы относятся к норильскому комплексу (рис. 1а) и среди них выделяются норильский тип с экономическим оруденением, а также зубовский, круглогорский и нижнеталнахский типы с забалансовыми рудами и бедной минерализацией. Трапповые базальты в Норильском районе слагают обширные мульды, разделенные Пясинским и Хантайско-Рыбнинским поднятиями. Большинство рудных проявлений Норильского района приурочено к относительно крупным расслоенным хонолитам (Дюжиков и др., 1988), которые внедрялись как в осадочные отложения палеозоя, так и в перекрывающие базальты пермь–триасового (P_3-T_1) возраста.

Трапповые базальты Норильского района подразделяются на ивакинскую, сыверминскую, гудчихинскую, хаканчанскую, туклонскую, надеждинскую, моронговскую, мокулаевскую, хараелахскую и самоедскую свиты (Дюжиков и др., 1988). Помимо дифференцированных интрузивов норильского комплекса, среди субвулканических образований региона также выделяются интрузивы фокинского, ергалахского, пясинского, оганерского, моронговского и далдыканского комплексов. Внедрение рудоносных дифференцированных интрузивов, согласно данным палеомагнитных исследований (Latyshev et al., 2020), происходило в моронговско-мокулаевское время, тогда как самыми молодыми являются интрузивы далдыканского комплекса, секущие все вулканические образования.

Имангдинский рудный узел приурочен к Имангдинской мульде, расположенной в ~50 км на восток–юго-восток от Талнахского рудного узла, в восточном борту Тунгусской синеклизы на сочленении с Хантайско-Рыбнинским валом (рис. 1а). В геологическом строении Имангдинской мульды принимают участие ордовик–силурийские карбонатные породы, аргиллиты и богатые ангидритом и солями эвапориты девонского возраста, а также угленосные терригенные породы тунгусской серии (C_2-P_3), перекрытые мощной толщей траппов. Имангдинский рудный узел включает Имангдинский, Накохозский, Мантуровский, Макусовский дифференцированные интрузивы в девонских толщах и эродированный Хюктинский

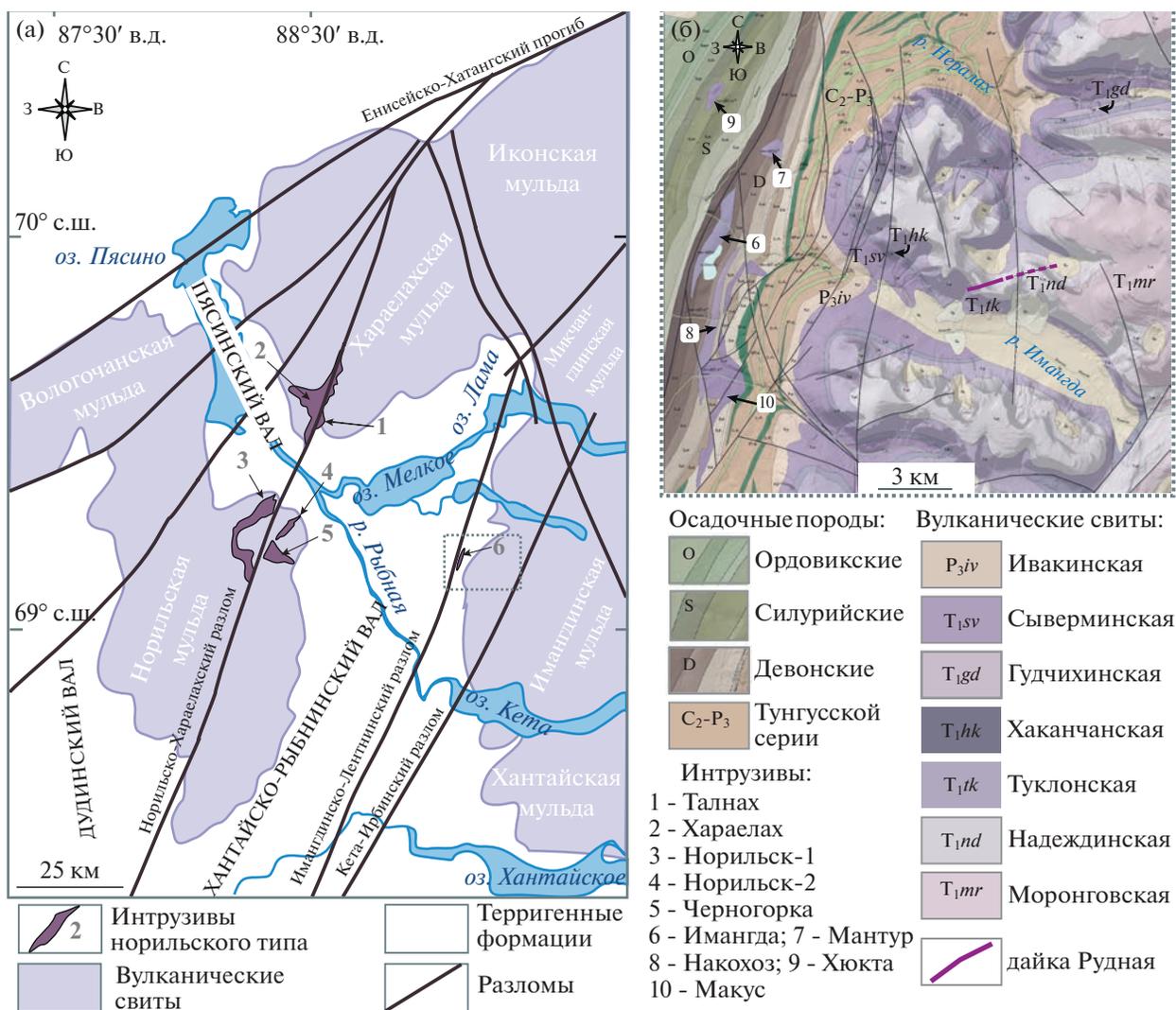


Рис. 1. Геологическая позиция Имангдинского рудного узла и дайки Рудная: (а) – схема распределения вулканических пород и рудоносных интрузивов на севере Сибирской платформы; (б) – геологическая карта с наложенным рельефом Имангдинского рудного узла, положение рис. (б) на рис. (а) обведено пунктирным прямоугольником. Карта составлена по данным Норильск Никель Технические Сервисы.

интрузив в карбонатных породах ордовик-силурийского возраста (Золотухин, Щедрин, 1977) (рис. 1б).

Рудоносные интрузивы Имангдинского узла выходят на поверхность на восточном склоне Хантайско-Рыбинского поднятия и погружаются на северо- и юго-восток, что предполагает значительную эрозию их фронтальных фаций и доступность глубинной части магматической системы для наблюдений в обнажениях и скважинах. Щедрин Н.Ф. и Золотухин В.В. (1980) считали, что немногочисленные секущие дайки района, в отличие от субогласно залегающих и более мощных интрузивов оганерского комплекса, представляют собой проводники или апофизы дифференцированных интрузивов, основываясь на их близком

петрохимическом составе, локальном проявлении сульфидной минерализации и мощном ореоле контактово-метасоматических изменений.

Дайка Рудная, обнажающаяся на водоразделе рек Имангда и Нералах (рис. 1б), представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении субвертикальное тело протяженностью до 6 км. Мощность дайки достигает своего максимума 7–10 м вблизи р. Имангда и уменьшается до 4–5 м у р. Нералах. Дайка сечет базальты хаканчанской, туклонской и надеждинской свит и окружена мощным ореолом пренитизации (Щедрин, Золотухин, 1980). Л.Н. Шадрин с соавторами (1986) также отнесли дайку Рудную к норильскому типу, однако, отметили, что характер связи ее с гипотетическим рудоносным интрузивом дискуссионен.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованные образцы были отобраны в ходе полевых работ в июле 2019 г. в составе полевого отряда ИГЕМ РАН совместно с геологами Норильскгеологии (теперь Норильск Никель Технические Сервисы). Всего было отобрано 24 образца по двум профилям поперечного сечения дайки от нижнего контакта к верхнему (рис. 2) с координатами крайних точек: 69.080416, 89.87300 (обр. РД19) и 69.080250, 89.869837 (обр. РД1). Дополнительный обр. INDR с сидеронитовыми сульфидами был получен из коллекции Норильскгеологии из того же участка (Шадрин и др., 1986).

Фотографии в обратнорассеянных электронах, анализ составов минералов и карты распределения элементов были выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе (РСМА) JEOL JXA 8200 (ИГЕМ РАН) и на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JeolJSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой OxfordX-MaxN (кафедра петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова). Детали анализа приведены в Supplementary 1², ESM_1.pdf, а результаты РСМА силикатов, рудных оксидов и сульфидов представлены в Supplementary 2, ESM_1.xls–ESM_7.xls.

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM_1.pdf – Методика исследований. Supplementary 2 – Химический состав минералов: ESM_1.xls – Химический состав оливинов дайки Рудная; ESM_2.xls – Химический состав пироксенов дайки Рудная; ESM_3.xls – Химический состав полевых шпатов дайки Рудная; ESM_4.xls – Химический состав амфиболов, биотита и хлоритов дайки Рудная; ESM_5.xls – Химический состав аксессуарных минералов дайки Рудная; ESM_6.xls – Химический состав рудных оксидов дайки Рудная; ESM_7.xls – Химический состав сульфидов дайки Рудная. Supplementary 3 – Состав пород дайки Рудная и результаты КОМАГМАТ 5.3 и alphaMELS моделирования: ESM_1.xls – Содержания основных и малых элементов в образцах пород дайки Рудная; ESM_2.xls – Содержания благородных металлов в образцах пород дайки Рудная; ESM_3.xls – Результаты моделирования состава РД2 в программе КОМАГМАТ 5.3; ESM_4.xls – Результаты моделирования состава РД3 в программе КОМАГМАТ 5.3; ESM_5.xls – Результаты моделирования состава РД4 в программе КОМАГМАТ 5.3; ESM_6.xls – Результаты моделирования состава РД8 в программе КОМАГМАТ 5.3; ESM_7.xls – Результаты моделирования состава РД2 в программе alphaMELTS; ESM_8.xls – Результаты моделирования состава РД4 в программе alphaMELTS; ESM_9.xls – Результаты моделирования состава РД4*2 в программе alphaMELTS. Supplementary 4, ESM_1.xls – Результаты измерения стандартов ЛА-ИСП-МС.

Определение концентраций главных и некоторых примесных элементов в породах выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре Axios mAX Advanced PANalytical в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” (аналитик А.И. Якушев). Данные РФА анализов образцов пород дайки Рудная приведены в ESM_1.exl (Suppl. 3), детали анализа см. в ESM_1.pdf (Suppl. 1).

Анализ ЭПГ в пробах был определен двумя методами. Концентрации ЭПГ в части образцов получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с изотопным разбавлением (ИР ИСП-МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра X-7 ThermoScientific в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (ИПТМ РАН, аналитик В.К. Карандашев). Аналитическая процедура описана ранее в (Карандашев и др., 2016) и представлена в ESM_1.pdf (Suppl. 1). Концентрации ЭПГ в образцах РД3, РД5 и РД11 были определены с предварительным NiS концентрированием и последующим ИСП-МС определением в Geoscience Laboratories, Садбери, Онтарио (<https://www.ontario.ca/page/geoscience-laboratories>). Результаты анализов ЭПГ в пробах приведены в ESM_2.exl (Suppl. 3).

Концентрации элементов примесей в сульфидах были определены методом ИСП-МС с лазерной абляцией (ЛА) с использованием квадрупольного масс-спектрометра Thermo XSeries 2 с лазерной приставкой New Wave UP-213 в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика”. Для градуировки и расчета использовались международные стандартные образцы UQAC-FeS₁ и MASS-1 (Геологическая служба США). Результаты измерения стандартов для всех сессий приведены в ESM_1. (Suppl. 4). Детали аналитической процедуры описаны в ESM_1.pdf (Suppl. 1) и в (Brovchenko et al., 2020).

Определение изотопного состава серы в сульфидах осуществлялось локальным методом с лазерным пробоотбором и фторированием (Фс-ЛА-ГХ/МС) в лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного геологического института Дальневосточного отделения (ДВГИ ДВО РАН, аналитики А.В. Игнатьев, Т.А. Веливецкая). Каждой точке анализа элементов примесей в сульфиде методом ЛА-ИСП-МС соответствует точка анализа изотопного состава серы, выполненного после дополнительной шлифовки проанализированных зерен. Изотопное отношение ³⁴S/³²S было измерено с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Thermo Fisher MAT-253. Детали анализа приведены в (Velivetskaya et al., 2019; Кетров и др., 2022) и в ESM_1.pdf (Suppl. 1).

Изотопный анализ Sr и Nd выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН из навесок весом 100–210 мг. Измерения изо-

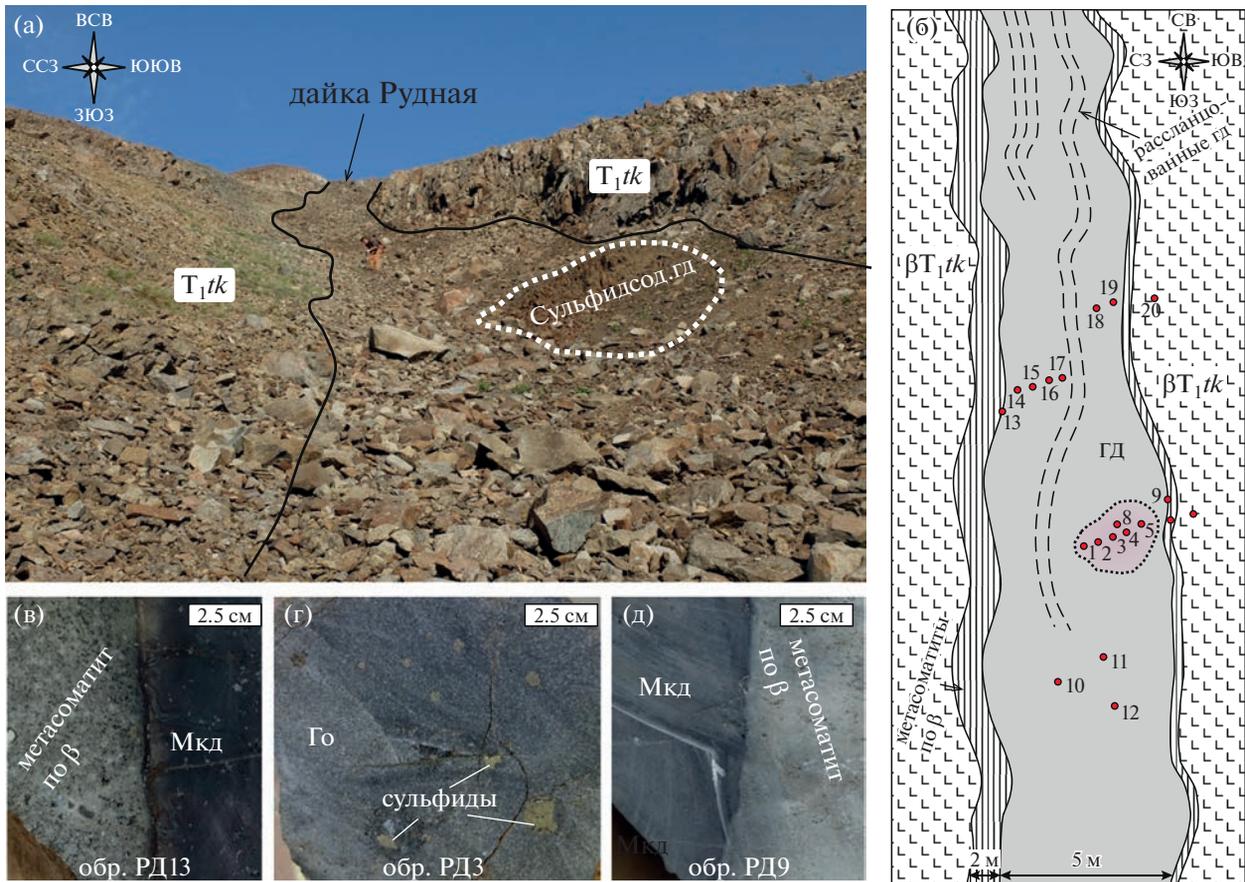


Рис. 2. Строение дайки Рудная в руч. Веерный на основе полевых материалов. (а) — общий вид обнажения дайки Рудная с позиции верхнего контакта с базальтами T_{1tk} на В—СВ; (б) — схематическое представление строения дайки Рудная (вид сверху), красными точками указаны места отбора образцов; (в) — лежачий контакт дайки с ороговикованным базальтом T_{1tk} ; (г) — сульфидсодержащий габбродолерит; (д) — верхний контакт дайки с прениitized ороговикованным базальтом T_{1tk} . ГД — габбродолерит, Го — оливинный габбродолерит, Мкд — микродолерит, β — базальт.

топных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass) в мультиколлекторном динамическом режиме. Подробная методика анализа представлена в ESM_1.pdf (Suppl. 1). Итоговая погрешность определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составила $\pm 0.003\%$, погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценивается в $\pm 0.2\%$ на основании измерений международных стандартов.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

В ходе полевых работ был опробован участок дайки Рудная в правом борту р. Имангда в руч. Веерном — самом западном участке выхода дайки на поверхность (рис. 2а, 2б). Мощность дайки Рудная от 5 до 7 м. В зоне опробования лежачий (южный) и висячий (северный) контакты дайки Рудная с туклонскими базальтами T_{1tk} сопровождаются мощной (более 5 м) зоной метасоматической пренитизации по ороговикованным базальтам. Визуально видна значительная разница в составе пород нижнего и верхнего экзоконтактовых ореолов.

Роговики верхнего контакта (рис. 2в) сохраняют реликты миндалекаменной текстуры и имеют более крупнозернистое строение по сравнению с роговиками лежачего контакта (рис. 2д). Эндоконтактовые зоны сложены закаленными стекловатыми массивными микродолеритами с интерсертальной до гиалопилитовой структурой мощностью 5–15 см. Вкрапленная сульфидная минерализация тяготеет к южному контакту дайки и проявлена в виде бурых пятен размером 2.5×3 м, с содержанием сульфидов 5 мод. %. Сульфиды образуют глобулы размером до 10 мм и интерстициальные сростания (рис. 2г) в массивных габбродолеритах.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД И СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Породы дайки Рудная представлены микродолеритами, безоливиновыми, оливинсодержащими и оливинными габбродолеритами как с сульфидными вкрапленниками, так и без сульфидов. Вмещающие оливинные базальты вблизи контак-

Таблица 1. Химический состав породообразующих минералов габбродолеритов дайки Рудная по данным РСМА

Оксиды	<i>Ol-1</i>	<i>Ol-2</i>	<i>Pl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Cpx*</i>	<i>Opx</i>	<i>Mag-1</i>	<i>Mag-2</i>
<i>n</i>	42	42	46	33	16	3	11	4
SiO ₂	34–40.6	33–38	47.5–60.4	49.2–52.9	42.6–52.7	49.5–49.6	0.07–0.3	0.35–1.3
TiO ₂	<0.07	<0.03	0.07–0.13	0.11–1.3	0.37–1.7	0.05–0.12	15.8–21.5	12.6–15.9
Al ₂ O ₃	<0.1	<0.03	23.9–34.9	0.37–3.9	0.95–10.5	0.1–0.18	1.05–2.1	4.1–6.75
FeO	9.5–43.2	22.7–49.6	0.4–0.9	7.74–23.9	8.2–23.2	37.7–38.3	45–49.8	38.8–44.2
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	23.5–36.6	30–38.3
MnO	0.1–0.75	0.3–0.9	–	0.1–0.56	0.1–0.46	0.7–0.77	0.45–1.3	0.3–0.45
MgO	21.7–48.8	15.9–38.4	0.06–0.23	7.4–16.8	7.6–16.4	9.15–10.4	0.02–1.1	1.4–2.9
CaO	0.2–0.34	0.2–0.4	5.8–16.3	14–22.1	10.6–24	1.6–2.1	0.04–0.75	<0.02
Na ₂ O	<0.05	–	2–7.8	0.2–0.5	0.08–0.6	0.03–0.06	–	–
K ₂ O	–	–	0.06–0.7	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	<0.19	–	–	0.03–0.8	0.09–0.34	<0.04	0.04–1.2	0.06–1.4
V ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	0.3–0.76	1.24–1.3
NiO	0.06–0.5	0.05–0.25	–	0.03–0.06	–	0.03–0.05	0.05–0.17	0.13–0.15
ZnO	–	–	–	–	–	–	0.09–0.13	–
	<i>Fo</i> _{90–47}	<i>Fo</i> _{74–36}	<i>An</i> _{81–28}	Mg#	Mg#	Mg#		
				78.4–35.5	78–41	32.7–30		

Примечание. *Ol-1* – крупные зональные ксенокристы оливина, *Ol-2* – оливин основной массы; *Cpx** – клинопироксен из ксенолитов базальтов; *Opx* – из миндалины; *Mag-1* – отдельные зерна магнетита, часто в ассоциации с сульфидами, *Mag-2* – включения магнетита в *Ol-2*; *n* – количество анализов; прочерк – ниже предела обнаружения. Оксиды даны в мас. %

та перекристаллизованы до мелко- и среднезернистых плагиоклаз-клинопироксеновых роговиков, подвергшихся наложенным альбитизации, прениитизации, амфиболитизации и хлоритизации (рис. 3а). В нижнем эндоконтакте проявлена отчетливая зональность закалки (обр. РД9). Зона на непосредственном контакте мощностью 1–2 мм состоит из стекла с редкими микролитами плагиоклаза. По удалению от контакта в структуре микродолерита появляются порфиновые и гломеропорфиновые вкрапленники плагиоклаза и оливина размерами до 1.5 мм, погруженные в интерсертальную офитовую основную массу с интерстициальным клинопироксеном. В северном зальбанде дайки (обр. РД13) зона вулканического стекла отсутствует и с ороговикованными базальтами непосредственно контактируют микродолериты с 1–5 мод. % порфиновых вкрапленников плагиоклаза.

В центральной части дайки преобладают оливинсодержащие габбродолериты среднезернистой пойкилоофитовой и миндалекаменной структуры, местами порфиroidной, обусловленной присутствием крупных до 1.5 мм вкрапленников плагиоклаза. Содержания породообразующих минералов варьируют незначительно (мод. %): плагиоклаз (45–60), клинопироксен (30–45), оливин (8), биотит, титаномagnetит, ильменит (3–5), сульфиды (5). Основная масса сложена изометричными ксеноморфными ойкокритами клинопироксена

(*Fs*_{19–22}*Wo*_{33–34}*En*_{45–47}, 0.8 мас. % Cr₂O₃, 1.14 мас. % TiO₂; табл. 1) размером 0.7–3 мм с хадакритами плагиоклаза (*An*_{28–81}; табл. 1) (рис. 3в). Клинопироксен также образует редкие удлиненные харриситовые кристаллы длиной 3 мм того же состава (рис. 3б). Оливин встречается в виде изометричных субидоморфных зерен 0.05–0.2 мм (рис. 3в), которые рассматриваются как генерация *Ol-2* (см. ниже). Зерна *Ol-2* нередко образуют лапчатые скопления, переходящие в ойкокритами с погруженными в них хадакритами плагиоклаза (*Fo*_{36–74}, 0.29–0.92 мас. % MnO, 0.05–0.25 мас. % NiO; табл. 1). Биотит образует редкие пластинки в основной массе и замещает совместно с амфиболом и хлоритом клинопироксен.

Оливиновые габбродолериты (обр. РД3) схожи с оливинсодержащими по структуре, но отличаются повышенными пропорциями оливина 10–20 мод. %. Выделяется две генерации плагиоклаза: *Pl-1* – порфиroidные широкопластинчатые зерна (*An*_{51–65}; табл. 1) размером 0.8 мм и *Pl-2* (*An*_{50–64}) – удлиненные лейсты 0.1–0.5 мм в офитовой основной массе и в виде хадакритов в клинопироксене. Последний образует ойкокритами 3 мм (*Fs*_{16–17}*Wo*_{35–39}*En*_{45–48}, 0.34 мас. %, Cr₂O₃ и 0.71–1.1 мас. % TiO₂; табл. 1) с включениями лейст плагиоклаза, реже зерен оливина. Оливин встречается в двух генерациях. *Ol-1* образует контрастно зо-

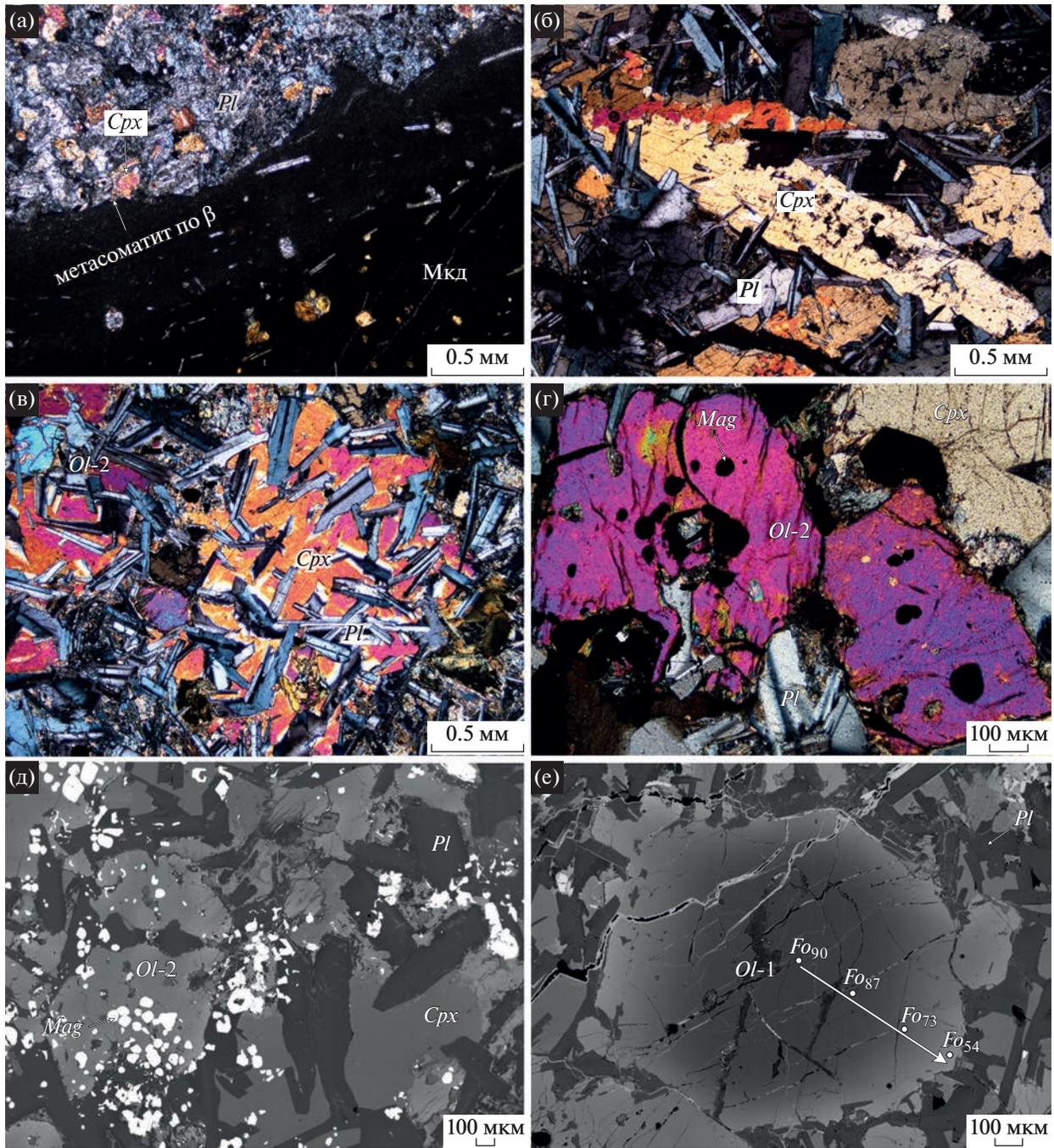


Рис. 3. Минеральный состав и текстуры пород дайки Рудная. (а) – контакт микродолерита (черный из-за присутствия вулканического стекла) и пренитового метасоматита по ороговикованному базальту (обр. РД96); (б) – харриситовый кристалл клинопироксена среди лейт плагноклаза (обр. РД2); (в) – ойкокристы клинопироксена с хадакритами плагноклаза и *Ol-2* в основной массе (обр. РД3); (г) – субидiomорфные кристаллы *Ol-2* с включениями *Mag-2* (обр. РД3); (д) – включения *Mag-2* в оливине и обильная вкрапленность *Mag-1* в матрице ойкокристового клинопироксена; (е) – крупное зональное зерно *Ol-1* с ядром состава Fo_{90} в офитовом матрице (обр. INDR). Мгд – микродолерит, β – базальт. (а–г) – в проходящем свете, николи скрещены, (д–е) – в обратнорассеянных электронах.

нальные зерна, местами брекчированные, размером 1.5 мм (рис. 3е). *Ol-2* встречается в виде субидiomорфных, скелетных и ксеноморфных зерен 0.01–0.9 мм (Fo_{36-74} , 0.38–0.85 мас. % MnO и 0.19 мас. % NiO; табл. 1) в основной массе, часто с

включениями магнетита (рис. 3г, 3д). Включения *Mag-2* в оливине характеризуется пониженным содержанием TiO_2 (12–13 мас. %) и повышенными концентрациями Al_2O_3 7 мас. %, MgO 3 мас. %, а также кремнезема и ванадия (табл. 1) по сравне-

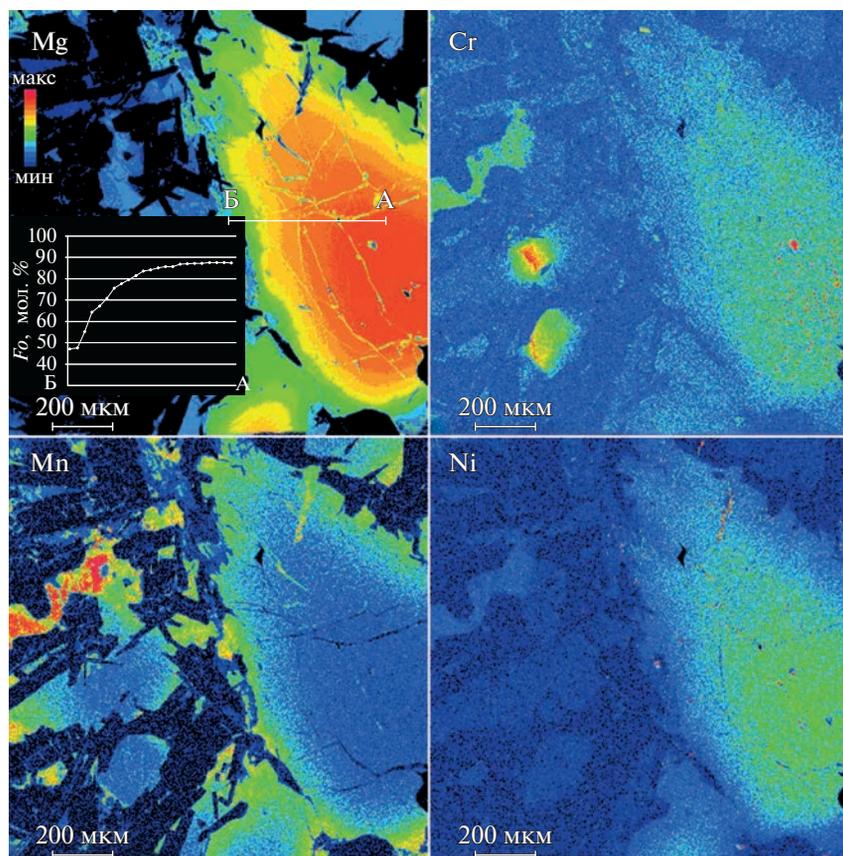


Рис. 4. Карты распределения Mg, Cr, Mn и Ni в кристалле зонального высокомагнезиального *OI-1* (обр. РД36) (волновой анализ, PCMA). Центр зерна (красный цвет на карте магния) соответствует Fo_{88} , край зерна (синий цвет) — Fo_{47} . Слева видны интерстициальные зерна *Mag-1* с равномерно распределенным содержанием Cr и клинопироксена, обогащенные Cr в ядерной части и Mn — в краевых зонах. В центре зерна оливина — микронное включение Cr-шпинели.

нию с высоко-Ti *Mag-1*. Последний находится в закономерных сростаниях с ильменитом в результате твердофазного распада титаномagnetита. Редкие пластинки биотита ($Mg\# = 11-43$) приурочены к сульфидным вкрапленникам, реже к магнетиту.

Контрастно зональные кристаллы *OI-1* (рис. 3е) состава Fo_{47-90} , с 0.1–0.75 мас. % MnO и 0.05–0.5 мас. % NiO (табл. 1) встречаются крайне редко (рис. 3е, рис. 4). Карты распределения элементов показывают в них частичную резорбцию зон роста, где Mn, Ca и P обогащают края зерен, а Mg, Cr и Ni — центр. Наиболее высокомагнезиальная зона ядра (Fo_{87-88}) местами содержит зерна Cr-шпинели до 5 мкм и частично раскристаллизованные расплавные включения размером 60 мкм, наименее магнезиальная кайма (Fo_{47}) имеет зубчатые очертания из-за вростков лейст плагиоклаза и может сростаться с каймами соседних интерстициальных зерен *OI-2*.

В оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритах распространены ксенолиты ороговикованных базальтов. Они встречаются в виде фрагментов неправильной формы размером от 0.1 мм до 2 см и

сложены гранобластовыми агрегатами полигональных зерен клинопироксена (90–100 мол. %) с подчиненным количеством интерстициального плагиоклаза. В матриксе ксенолитов могут встречаться редкие зерна титаномagnetита. В части ксенолитов наблюдаются реликты порфировой структуры базальта с сохранившимися очертаниями порфировых кристаллов и гломеропорфировых сростаний плагиоклаза и оливина. Клинопироксен из ксенолитов базальтов отвечает авгиту $Fs_{13-44}Wo_{26-53}En_{24-47}$ с высоким содержанием фассаитового компонента (10.48 мас. % Al_2O_3), при этом содержание TiO_2 увеличивается от центра к краю зерен от 0.5 до 1.3 мас. %, а содержание Cr_2O_3 не превышает 0.09 мас. %. Некоторые ксенолиты окружены каймами радиально-лучистого клинопироксена того же состава с кристаллами 0.7 мм в длину.

Габбродолериты в разной степени подвержены вторичным изменениям. Оливин замещается боулингитом с тонкозернистым магнетитом, клинопироксен замещается хлоритом и амфиболом, а магнетит в титаномagnetите — вторичными силикатами, гематитом и гетитом. Плагиоклаз аль-

Таблица 2. Химический состав сульфидов дайки Рудная (мас. %) по данным РСМА

Минерал	Cu	Ni	Co	Zn	Fe	S
Халькопирит	34–35.1	–	–	<0.35	30.3–31	34.5–34.9
Кубанит	23–23.8	–	<0.07	<0.27	40.7–41.4	34.7–35.4
Пирротин	<1.38	0.06–0.93	0.06–0.11	–	59–61	38.3–39.2
Пентландит	<0.11	31.9–32.5	0.72–1.16	–	33.2–34.3	32.9–33.2

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения.

битизирован и пренитизирован. В силикатах часто встречаются флюидные включения.

Миндалины размером 0.5–10 мм выполнены кальцитом, хлоритом и пренитом, с редкими интерстициальным ангидритом и длиннопризматическими кристаллами ортопироксена (ферросилита) (табл. 1). Нередко в нижней части или в центре миндалины находится сульфидная глобула или вкрапленник неправильной формы.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Структурно-текстурные особенности

Сульфиды образуют выделения четырех морфогенетических типов: 1) округлые глобулы в миндалинах (рис. 5а); 2) округлые расслоенные сульфидные глобулы с титаномагнетитовой оторочкой в нижней части и “флюидной шапочкой” в верхней части глобул (рис. 5б, 5е); 3) ксеноморфные глобулы с ореолом импрегнаций халькопирита (рис. 5в); 4) интерстициальные до сидеронитовых сульфидные сростания (рис. 5г).

Первый тип сульфидных глобул размером 1–1.5 мм приурочен к карбонатным и хлорит-карбонатным миндалинам с редким ангидритом. Эти глобулы преимущественно выполнены кубанитом с подчиненным количеством халькопирита.

Сульфидные глобулы второго типа размером 10 мм сложены (мод. %) кубанитом (60), халькопиритом (15), пирротинном (20) и пентландитом (5). В глобулах второго типа проявлена четкая расслоенность на верхнюю часть, состоящую из халькопирита и кубанита, и нижнюю часть, сложенную пирротинном и пентландитом. В нижней части глобул, сростания магнетита и ильменита, образованные при распаде первичного титаномагнетита, формируют прерывистые каймы мощностью 0.5 мм (рис. 5б, 5е). Верхняя граница глобулы с перекрывающей ее “флюидной шапочкой” неровная, чаще плоская или в виде мениска, вогнутого в сторону сульфидов.

Вкрапленники сульфидов третьего типа встречаются в виде как вытянутых, так и округлых глобул размером 3 мм, сложенных кубанитом (60–80 мод. %) и халькопиритом (40–20 мод. %) (рис. 5в). В отличие от глобул второго типа, в них отсутствует четко выраженная расслоенность. Вкрапленники

третьего типа окружены каймой измененных силикатов, которая содержит тонкую интерстициальную вкрапленность халькопиритового состава, кубанит же слагает центральную часть вкрапленника. Поздний *Mag-2* образует каплевидные 5–10 мкм зерна, приуроченные к границе между халькопиритом и кубанитом, и не обогащен Ti в отличие от распадного *Mag-1*.

Среди интерстициальных сульфидов (четвертый тип) выделяется две минеральные ассоциации: пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитовая (рис. 5д) и халькопирит-кубанитовая (рис. 5г). Интерстициальные сульфиды закономерно находятся в сростании с магнетитом (рис. 5г, 5д). Сидеронитовые выделения, как разновидность интерстициальных с повышенной пропорцией сульфидов до 20%, встречаются реже.

Рудные минералы

Кубанит в виде пластинчатых выделений в халькопирите и матриксе с ламелями халькопирита по составу отвечает своей стехиометричной формуле – $CuFe_2S_3$ (табл. 2). Согласно результатам ЛА-ИСП-МС, кубанит содержит (ppm): 68.7 Co, 1206 Zn, 146 Se, 12.4 Pd, 104 Ag, 1.58 In, 23.6 Sn, 7.43 Te, 7.82 Hg, 20.2 Pb, 0.27 Bi (табл. 3). Кубанит из вкрапленников третьего типа (обр. РД2), где он составляет основную массу глобулы, значительно обогащен Zn, Se, Pd, Ag, Sn, Te, Hg и обеднен Co и Bi по сравнению с ламелями кубанита в халькопирите. Значение $\delta^{34}S$ для кубанита, обогащенного примесями (обр. РД2), составляет $12.3 \pm 0.1\text{‰}$ ($n = 4$) при среднем $\delta^{34}S$ для ламеллярного кубанита из других образцов $15.2 \pm 0.4\text{‰}$ ($n = 11$), что свидетельствует о химической и изотопной гетерогенности сульфидной системы (табл. 3).

Халькопирит $CuFeS_2$ (табл. 2) в матриксе обогащенного примесями кубанита также обогащен следующими элементами (ppm): 0.83 Co, 1360 Zn, 141 Se, 5.6 Pd, 26.4 Ag, 1.45 In, 22.6 Sn, 5.8 Te, 9.2 Hg, 8.79 Pb, 0.12 Bi (табл. 3). На контакте между кубанитом и халькопиритом часто встречаются 1–5 мкм прожилки *Po-2* и гранулярные зерна *Pn-3*. Значение $\delta^{34}S$ в халькопирите близко к таковому в кубаните, варьируя от 12 ‰ (обр. РД2) до 15.2 ‰ (обр. РД3б) (табл. 3).

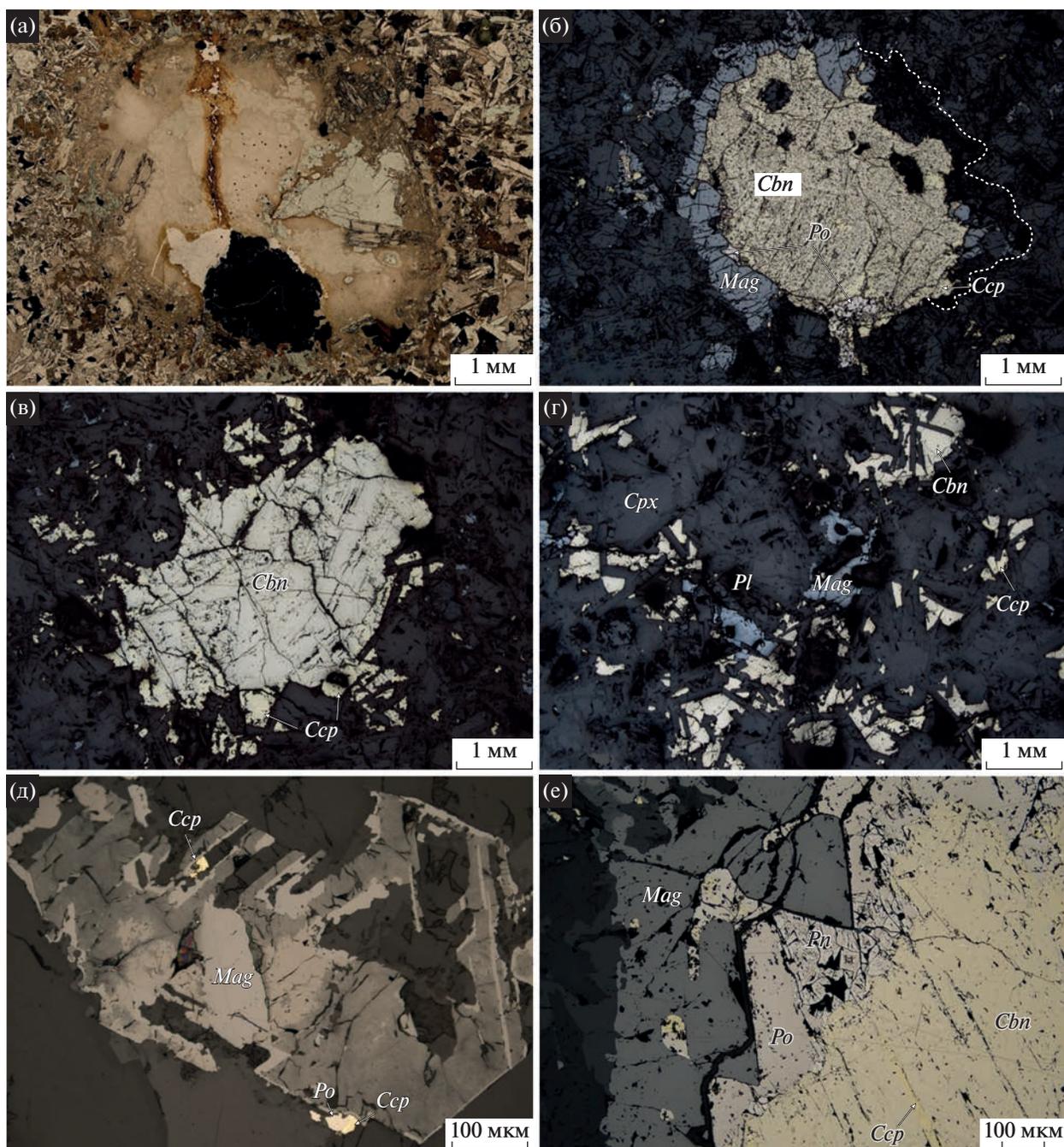


Рис. 5. Типы сульфидных вкрапленников дайки Рудная. (а) – кубанит-халькопиритовый вкрапленник в миндалине в оливковом габбродолерите (обр. РД3); (б) – расслоенная глобула с титаномагнетитовой оторочкой внизу и «флюидной шапочкой» сверху – очертания показаны белым пунктиром (обр. РД3а); (в) – глобула кубанитового состава с халькопиритовым гало во вторичных и первичных силикатах (обр. РД2); (г) – интерстициальная сульфидная вкрапленность (обр. INDR); (д) – скелетный кристалл титаномагнетита, распавшегося на магнетит и ильменит с включениями сульфидов (РД3). Магнетит замещается гетитом; (е) – нижняя часть расслоенной сульфидной глобулы, сложенная *Po-1* и *Pn-1* с оторочкой титаномагнетита, справа – кубанит-халькопиритовый верх глобулы, пентландит частично замещен виоларитом (обр. РД3). (а) – в проходящем свете, николи параллельны, (б–е) – в отраженном свете, николи параллельны. Аббревиатура минералов согласно (Wag, 2021).

Минералы группы пирротина имеют составы в диапазоне от $Fe_{0,93}Ni_{0,01}S_1$ до стехиометричного FeS , соответствующие промежуточному пирротину и троилиту (табл. 2), соответственно. Моносульфи-

ды Fe генерации 1 образуют ксеноморфные, реже изометричные, зерна и их срастания размером 2.5 мм. *Po-2* встречается в виде прожилков 1–5 мкм мощностью, часто приуроченных к контакту между

Таблица 3. Содержание элементов-примесей и изотопный состав серы в сульфидах по данным методов LA-ИСП-МС и Фс-ЛА-ГХ/МС

Номер образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \%$	(ppm)													
			⁵⁹ Co	⁶⁶ Zn	⁷⁵ As	⁷⁷ Se	¹⁰³ Rh	¹⁰⁵ Pd/ ¹⁰⁸ Pd	¹⁰⁷ Ag	¹¹⁵ In	¹¹⁸ Sn	¹²⁵ Te	²⁰² Hg	²⁰⁸ Pb	²⁰⁹ Bi	
РД2	Халькопирит	+12	0.83	1360	—	141	—	5.6	26.4	1.45	15.4	5.8	—	8.79	—	
ст. откл.			0.27	210	—	21	—	1.4	2.6	0.21	1.5	1.8	—	0.78	—	
РД2	Кубанит	+12.2	2.45	1206	—	146.1	—	12.43	103.9	1.23	23.58	7.43	7.82	20.24	—	
ст. откл.			0.46	85.84	—	20.5	—	4.01	7.69	0.17	3.33	2.18	1.92	1.79	—	
РД3	Пирротин	+14.9	15.77	—	66.87	2.82	2.82	—	1.89	—	—	—	—	0.67	0.43	
ст. откл.			1.15	—	13.88	0.34	0.34	—	0.29	—	—	—	—	0.16	0.08	
РД3	Пентландит	+14.9	13590	12.4	63	8.04	8.04	144	6.11	—	1.68	—	—	1.6	0.7	
ст. откл.			390	3.1	17	0.62	0.62	10	0.87	—	0.49	—	—	0.3	0.12	
РД3	Кубанит	+15	9.3	550	48	—	—	—	41.4	0.52	2.8	—	—	17.6	0.26	
ст. откл.			1.2	55	11	—	—	—	3.6	0.09	0.41	—	—	1.5	0.05	
РД3	Пирротин	+15.3	11.1	—	57	4.13	4.13	—	1.11	—	—	—	—	0.62	0.86	
ст. откл.			1.2	—	16	0.46	0.46	—	0.29	—	—	—	—	0.15	0.13	
РД3	Пентландит	+13.5	7601	—	60.23	0.9	0.9	180.7	7.4	—	2.72	—	—	5.15	1.8	
ст. откл.			186.9	—	18.69	0.24	0.24	11.42	0.88	—	0.61	—	—	0.67	0.22	
РД3	Пирротин	+15.1	20.8	—	29.5	1.63	1.63	—	0.85	—	—	—	—	0.76	0.38	
ст. откл.			2.3	—	8.6	0.21	0.21	—	0.2	—	—	—	—	0.17	0.12	
РД3	Кубанит	+15.3	29.08	804.6	57.66	—	—	—	60.48	1.37	8.66	—	—	5.79	—	
ст. откл.			4.23	52.53	14.09	—	—	—	3.59	0.19	0.97	—	—	0.6	—	
РД3	Пентландит	+15.3	19320	31.3	65	2.97	2.97	71.4	9	—	1.77	—	—	1.92	0.75	
ст. откл.			540	4.8	20	0.37	0.37	6.4	1	—	0.56	—	—	0.33	0.13	
РД3	Пентландит	+14.3	15310	17.2	78	5.47	5.47	136	9.2	—	0.99	—	—	4.55	0.84	
ст. откл.			540	3.4	1.7	19	0.47	10	1.1	—	0.32	—	—	0.56	0.14	
РД3	Кубанит	+15.3	68.67	474	54.67	—	—	—	34	0.41	2.82	—	—	15.87	0.27	
ст. откл.			6.67	40	16	—	—	—	2.8	0.09	0.53	—	—	1.27	0.06	
РД36	Пирротин	+14.8	21.2	—	78	2.75	2.75	—	2.07	—	6.34	—	—	—	0.68	
ст. откл.			1.6	—	16	0.26	0.26	—	0.33	—	0.82	—	—	0.1	—	
РД36	Кубанит	+14.8	14.61	657.3	87.13	—	—	—	51.25	1.58	17.3	—	—	5.05	—	
ст. откл.			2.05	55.09	16.66	—	—	—	3.84	0.19	1.67	—	—	0.53	—	
РД36	Халькопирит	+15.2	—	1128	101	—	—	—	8.02	1.3	22.6	—	9.2	0.56	0.12	
ст. откл.			—	47	20	—	—	—	0.81	0.18	1.7	—	1.8	0.18	0.04	
РД8	Пирротин	+15.7	9.35	—	75.23	2.77	2.77	—	1.53	—	1.04	—	—	1.96	0.48	
ст. откл.			1.12	—	16.27	0.36	0.36	—	0.35	—	0.33	—	—	0.34	0.09	
РД8	Пентландит	+14.1	8505	—	62.21	1.34	1.34	70.46	2.97	—	—	—	—	—	0.69	
ст. откл.			300.3	—	19.89	0.31	0.31	6.65	0.61	—	—	—	—	—	0.16	
РД8	Пирротин	+15.9	14.2	—	66	2.05	2.05	—	1.22	—	—	—	—	—	0.52	
ст. откл.			1.3	—	16	0.34	0.34	—	0.27	—	—	—	—	—	0.11	
Предел обнаружения			0.43	3.39	1.95	17.2	0.04	0.3	0.09	0.04	0.41	0.95	1.5	0.26	0.03	

Примечание. ¹⁰⁵Rd приведен для пентландита, ¹⁰⁸Rd — для халькопирита и кубанита. Содержание ¹⁰³Rh пересчитано с учетом интерференции ⁶⁵Cu. Стандартное отклонение приведено под каждым анализом; прочерк — ниже предела обнаружения.

кубанитом и халькопиритом. *Po-2* содержит 1.38 мас. % Cu, что, возможно, обусловлено захватом из окружающих его халькопирита и кубанита. Содержание Cu в *Po-1* достигает лишь 6.8 ppm, также *Po-1* содержит (ppm): 21.2 Co, 10.4 As, 78 Se, 4.13 Rh, 2.07 Ag, 6.34 Sn, 1.96 Pb, 0.86 Bi (табл. 3). Значение $\delta^{34}\text{S}$ в минералах группы пирротина варьирует от 14.8‰ (обр. РД36) до 15.9‰ (обр. РД8) при среднем $15.3 \pm 0.4\text{‰}$ ($n = 7$) (табл. 3). Содержания ЭПГ и Au в пирротине прямо коррелируют с содержаниями элементов группы TABS (Te, As, Bi, Sb, Sn) (рис. 6е). Намечается обратная зависимость между содержанием Co в пирротине и его изотопным составом, что отличается от трендов других минералов на этом графике (рис. 6б).

В сульфидных вкрапленниках выделяется три генерации пентландита. *Pn-1* образует порфирировидные зерна размером 0.2 мм, часто приуроченные к контакту между халькопиритом и пирротинном (рис. 5е). *Pn-2* встречается в виде пламеневидных, ламеллярных и точечных выделений 10 мкм в пирротине, интерпретируемых как продукт субсолидусных превращений. *Pn-3* совместно с прожилками *Po-2* образует скопления зерен размером 10 мкм в халькопирите и кубаните. Состав *Pn-1* отличается железистой разновидностью с формулой в диапазоне от $\text{Fe}_{4.7}\text{Ni}_{4.2}\text{Co}_{0.1}\text{S}_8$ до $\text{Fe}_{4.6}\text{Ni}_{4.3}\text{Co}_{0.1}\text{S}_8$ и содержаниями Ni от 31.9 до 32.5 мас. % (табл. 2). По данным ЛА-ИСП-МС, *Pn-1* содержит (ppm): 19320 Co, 31.3 Zn, 15.4 As, 78 Se, 8.04 Rh, 181 Pd, 9.2 Ag, 2.72 Sn, 5.15 Pb и 1.8 Bi (табл. 3). Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ в *Pn-1* составляет $14.5 \pm 0.7\text{‰}$ ($n = 8$). Зерна *Pn-2* и *Pn-3* генераций недостаточно крупные для ЛА-ИСП-МС и Фс-ЛА-ГХ/МС анализа. *Pn-1* с самым легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S} = 13.5\text{‰}$, обр. РД3) содержит больше Pd и меньше Co, по сравнению с другими зернами (табл. 3), содержания Co и Zn увеличиваются по мере утяжеления изотопного состава серы в пентландите (рис. 6б).

Mag-1 в каймах вокруг сульфидных глобул отличается пониженными содержаниями MgO и Al_2O_3 и повышенным TiO_2 по сравнению с *Mag-2*, встречающимся в виде включений в *Ol-1* (табл. 1).

Из акцессорных минералов в сульфидных вкрапленниках широко распространен апатит, он образует игольчатые кристаллы размером до 1 мм, нередко с включениями халькопирита, при этом идиоморфные иглы апатита пересекают границы сульфидных вкрапленников и отдельных зерен в них. Минералы платиновой группы встречаются в виде редких зерен размером от 1.5 до 20 мкм, часто в сростаниях друг с другом и сульфидными, на границе сульфидов с силикатами и во вторичных силикатах вне сульфидных выделений. Среди них обнаружены зерна сперрилита (PtAs_2), маякита (PdNiAs), станнидов и арсенидов Pd, а также Au-Ag сплавов (рис. 7).

Вторичные изменения рудных минералов проявлены локально: пентландит местами замещается виоларитом, а по пирротину развивается марказит. Интерстициальные сульфиды с краев частично замещаются железистым хлоритом. В контактовых разностях распространен пирит, который образует ксеноморфные сегрегации и прожилки мощностью 1–20 мкм среди силикатов, также может замещать магнетит в продуктах распада титаномагнетита. Магнетит и ильменит, образованные при распаде титаномагнетита, часто замещаются биотитом, гетитом, гематитом и сфеном.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Габбродолериты дайки Рудная содержат (мас. %): 4.76–7.32 MgO, 46.2–48.2 SiO_2 , 0.35–0.62 K_2O , 2.1–2.91 Na_2O , 11.74–14.9 Al_2O_3 , 8.9–11.05 CaO, 11.59–16.71 общего Fe_2O_3 , 0.18–0.25 MnO и 1.27–2.02 TiO_2 (табл. 4; Suppl. 3, ESM_1.ex1). Минерализованные габбродолериты (обр. РД2–РД9) содержат (ppm): 115–327 Cr, 175–235 V, 56–1154 Ni, до 7951 Cu и 58–111 Zr, где значительные вариации содержаний Ni и Cu напрямую зависят от количества сульфидной вкрапленности (Suppl. 3, ESM_1.ex1). Содержание MgO в габбродолеритах в целом (Mg# = 38–52) обратно коррелирует с содержаниями SiO_2 и TiO_2 (рис. 8а, 8б). Составы габбродолеритов дайки Рудная близко соответствуют составам высокодифференцированных неминерализованных пород имангдинских рудоносных интрузивов (Золотухин, Щедрин, 1977 и наши неопубликованные данные), отличаясь более высоким содержанием Fe_2O_3 , при этом имея близкое содержание TiO_2 (рис. 8а, 8б) при равной магнезиальности.

Содержание Ni прямо коррелирует с содержаниями S и Cu (рис. 8в, 8г), формируя специфический тренд, выявляющий доминирующую пропорцию сульфидного Ni и повышенное Cu/Ni значение от 5 до 15. Минерализованные породы дайки Рудная обеднены Ni по сравнению с минерализованными пикритовыми габбродолеритами имангдинских интрузивов, для которых Cu/Ni составляет 0.8–1.3, а также по сравнению с вкрапленными рудами в интрузивах Талнахского и Норильского рудных узлов, где Cu/Ni варьирует в пределах 1.7–3.1 и 1.2–1.6 соответственно (Служеникин и др., 2023). Высокое значение Cu/Ni соответствует низкомagneзиальному составу пород дайки, поскольку для Норильского района установлено, что значение Cu/Ni уменьшается с ростом магнезиальности интрузивных пород с вкрапленным оруденением (Дюжиков и др., 1988). Высокие значения Cu/Ni 3–9, близкие к наблюдаемому для дайки, характерны для вкрапленных медистых руд в контактово-метаморфизованных осадочных породах и для кубанитовых и халько-

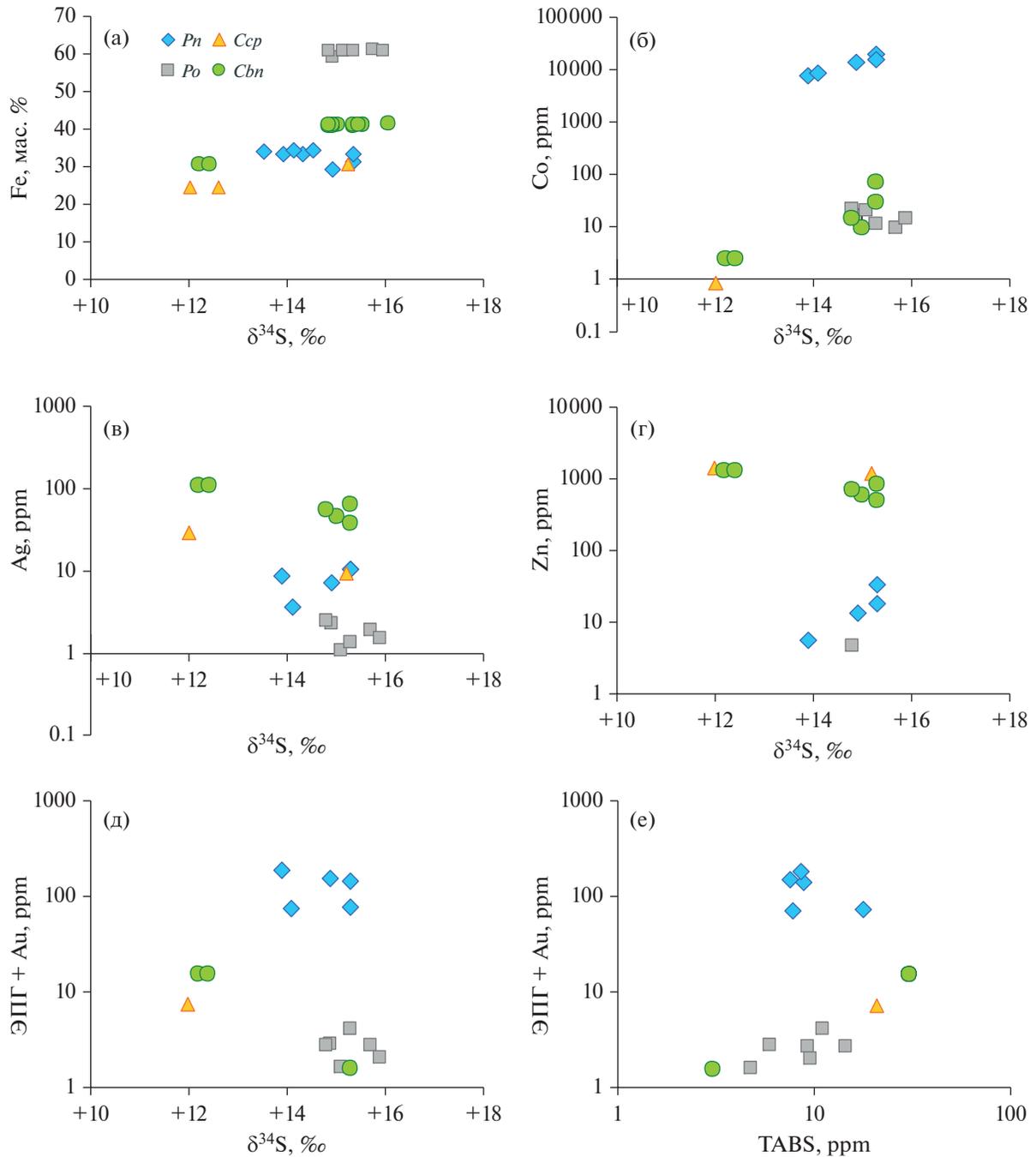


Рис. 6. Бинарные диаграммы зависимости между содержаниями макро- и микрокомпонентов и изотопным составом серы в сульфидах (а–д) и между содержаниями ЭПГ и элементов группы TABS (е).

пиритовых массивных руд норильских месторождений (Генкин и др., 1981).

Сульфидсодержащие породы содержат ЭПГ в диапазонах (ppb): 30–354 Pt, 800–1682 Pd, до 11.2 Ru, 19–100 Rh, до 2 Ig, а также 56–130 Au, с максимумом общих содержаний 2222 ppb Σ ЭПГ+Au в обр. РД5 (табл. 4; Suppl. 3, ESM_2.exl). Как правило, обогащенные Pd образцы отличаются повышенным модальным содержанием пентландита, кото-

рый может концентрировать 175 ppm Pd (табл. 3). Слабая прямая корреляция между содержаниями ЭПГ+Au и значениями Cu/Ni (рис. 8д), однако, отражает некоторое накопление ЭПГ и с ростом медистости сульфидов. Содержание Co в минерализованных габродолеритах обратно коррелирует с суммой содержаний элементов группы TABS (рис. 8е). Повышенные количества магнетита двух генераций, как раннемагматического, так и

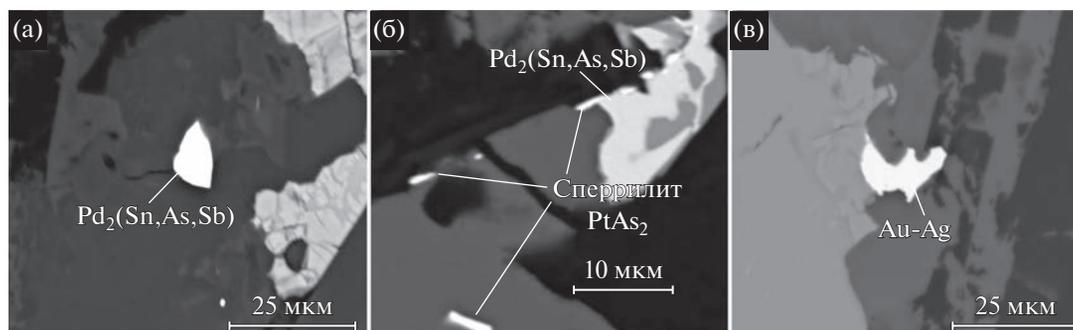


Рис. 7. Ассоциации минералов благородных металлов в минерализованных породах дайки Рудная. Изображения в обратнорассеянных электронах.

(а) – зерно минерала состава $Pd_2(Sn,As,Sb)$ в силикатах вблизи $Pn-1$ (обр. РД8); (б) – зерна сперрилит и минерала состава $Pd_2(Sn,As,Sb)$ (РД36) на контакте сульфидов с вторичными силикатами; (в) – зерно Au-Ag сплава (обр. РД8) на контакте халькопирита, пентландита и магнетита.

интерстициального, согласуются с низкосернистым составом сульфидных ассоциаций, где кубанит и троилит являются одними из основных сульфидов наряду с халькопиритом и железистым пентландитом.

Спектр нормализованных на примитивную мантию концентраций халькофильных металлов характеризуется минимумами Ni, Os, Ir почти на порядок ниже мантийных (рис. 9). По остальным элементам спектр дайки Рудная схож с распределением, типичным для вкрапленных руд норильских месторождений, отличаясь более контрастным минимумом Pt и в целом более низким уровнем содержаний ЭПГ. Нормализованное среднее значение для Cu, однако, сопоставимо с таковыми для вкрапленных руд (рис. 9), что отражается в повышенном Cu/Pd значении, варьирующем от 1700 до 9000, по сравнению со средними значениями 3500–5000 для вкрапленных руд (Duran et al., 2017) и 100–300 для малосульфидных руд (Gritsenko et al., 2022). Тенор сульфидов (содержания в 100% сульфиде) в диапазоне 2–65 ppm ЭПГ+Au соответствует нижнему пределу значений для медистых вкрапленных и массивных руд (обычно от 40–120, но до 500 ppm, Barnes et al., 2006; Duran et al., 2017).

Sr-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Значения начального изотопного отношения ($Sr_1 = {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ на возраст 251 млн лет) варьируют в валовых пробах пород незначительно: от 0.70517 до 0.70532. Величина ϵ_{Nd} , показывающая отклонение от ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd$ для хондритового резервуара (DePaolo, Wasserburg, 1976) и рассчитанная на тот же возраст, близка к хондритовому значению, варьируя от –0.4 до 0.8 ($n = 3$, табл. 5).

МОДЕЛЬНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ

Моделирование состава расплава в программе КОМАГМАТ

С целью проверки возможности сегрегирования несмешиваемой сульфидной жидкости из силикатного расплава дайки Рудная было произведено моделирование в программе КОМАГМАТ-5.3. Малые вариации содержаний рассеянных элементов, индикаторных как показателей дифференциации (Cr, Ti, K, P, Zr), и их отношений, текстурная однородность дайки, отсутствие вертикальной зональности – говорят о низкой степени дифференциации этого малого тела, тогда как обогащение Fe и халькофильными элементами обусловлено присутствием сульфидов. Закаленные стекловатые контакты демонстрируют неоднородное распределение фенокристов и подвержены наложенным изменениям, поэтому их составы не были использованы для моделирования. Для расчетов использовались наиболее контрастные составы, образцы РД2, 3, 4 и 8 (табл. 4), также представляющие наименее измененные разности. Моделирование производилось по методике расчетов силикатно-сульфидной несмешиваемости (Ariskin et al., 2018) для равновесной кристаллизации при условии буфера QFM и давлении 1 кбар. Все составы имеют схожие тренды кристаллизации (рис. 10), что согласуется с незначительной степенью кристаллизационной дифференциации, наблюдаемой в породах дайки. Начальная температура кристаллизации расплава габброделеритов дайки Рудная в среднем составляет $\sim 1170^\circ C$ при порядке кристаллизации оливин–плагиоклаз–клинопироксен–ильменит–пижонит, однако в низкомагнезиальном составе (обр. РД2) первой ликвидусной фазой является плагиоклаз. Пижонит появляется на поздней магматической стадии. Ликвидусный оливин имеет состав Fo_{68-76} , а клинопироксен – En_{42-44} и Mg# от 73.3 до 76.2.

Таблица 4. Химический состав наиболее представительных образцов габбродолеритов дайки Рудная по данным РФА (основные и малые элементы) и ИСП-МС с предварительным концентрированием на сульфидный королек (для благородных металлов)

Компоненты	РД2*	РД3	РД4	РД5	РД8	РД10	РД11
	Гос	Го	Гос	Гос	Гос	Гос	Гос
SiO ₂	47.06	46.33	47.98	46.46	48.2	46.4	47.7
TiO ₂	1.64	1.56	1.27	1.63	1.64	1.58	1.65
Al ₂ O ₃	13.04	11.74	14.9	13.03	13.56	12.94	13.78
Fe ₂ O ₃	15.35	16.59	13.51	16.71	14.84	15.9	15.39
MnO	0.187	0.223	0.238	0.197	0.219	0.181	0.189
MgO	4.96	6.33	7.32	5.55	6.3	5.28	4.76
CaO	9.67	9.81	11.05	9.69	10.14	9.43	10.14
Na ₂ O	2.13	2.1	2.38	2.12	2.35	2.36	2.38
K ₂ O	0.51	0.52	0.42	0.46	0.58	0.35	0.46
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.11	0.15	0.15	0.14	0.15
S	1.29	1.64	0.06	0.34	0.5	0.96	0.63
П.п.п.	2.57	1.57	0.56	2.61	0.99	3.24	1.97
Mg#	39	43	52	40	46	40	38
Cr	133	156	162	132	172	141	116
V	322	319	312	337	298	307	335
Co	56	90	54.9	49	65.9	53.1	50.9
Ni	520	947	103	513	333	409	253
Cu	6608	6088	128	4556	1690	5858	3280
Zn	112	121	108	92	103	90	94
Rb	16	18	15	16	20	14	16
Sr	206	192	209	206	214	258	221
Zr	97	100	78	103	105	99	103
As	—	—	0.75	0.76	0.51	—	0.7
Sn	1.2	1.1	0.58	1.6	1.6	1.8	1.7
Sb	0.12	0.09	0.11	0.2	0.11	0.2	0.18
Te	0.1	0.1	—	0.17	—	0.2	0.12
Os	н.а.	<1	н.а.	—	н.а.	н.а.	н.а.
Ir	н.а.	2	н.а.	0.4	н.а.	н.а.	н.а.
Ru	н.а.	7	н.а.	11.2	н.а.	н.а.	н.а.
Rh	—	19	н.а.	44.3	—	100	—
Pt	100	135	н.а.	354	30	260	51
Pd	1400	682	н.а.	1682	—	1300	800
Au	90	56	н.а.	130	—	120	100

Примечание. Го – оливиновый габбродолерит, Гос – оливинсодержащий габбродолерит, н.а. – не анализировался, прочерк – ниже предела обнаружения. Главные компоненты даны в мас. %, элементы примеси – в ppm, благородные металлы – в ppb.
* Номер образца.

Плагиоклаз на ликвидусе имеет состав An_{71-76} (Suppl. 3, ESM_3.ex1).

За исключением обр. РД4 для всех остальных составов сульфидный расплав выделяется при высоких температурах в надликвидусных условиях (рис. 10). Подобный характер выделения суль-

фидной фазы в данном случае свидетельствует не о высокой температуре начала сульфидной несмесимости, а является маркером кумулятивного накопления или заимствования сульфидного материала в образцах РД2, 3 и 8 с >0.5 мас. % серы, что существенно превышает пределы раствори-

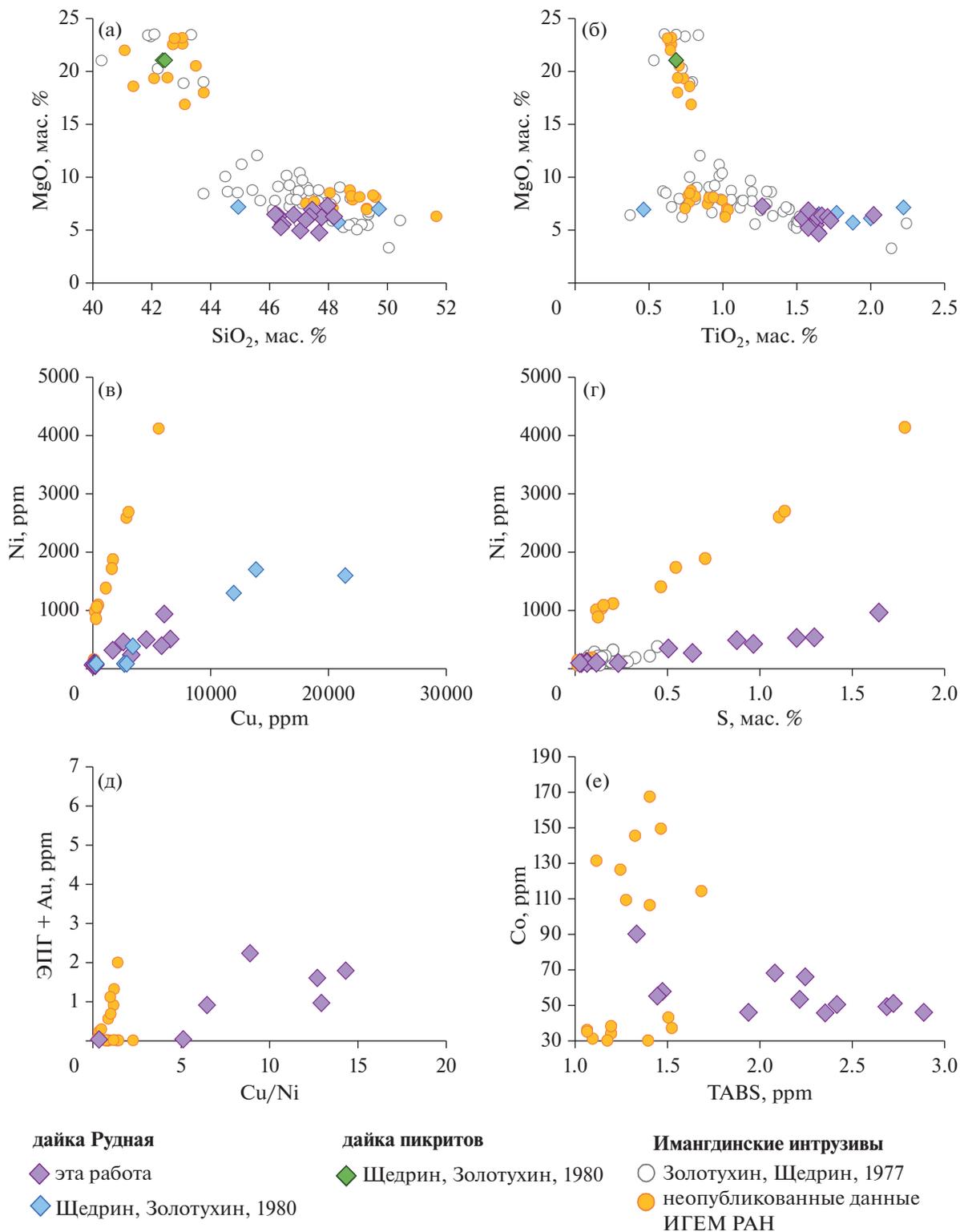


Рис. 8. Содержания макро- и микрокомпонентов в породах дайки Рудная (см. Suppl. 3, ESM_1.exl) в сравнении с составами пород дифференцированных интрузивов Имангдинского района и с составами пород дайки Рудная и дайки пикритов.

мости сульфидной серы в базальтовом расплаве. Расплав (обр. РД4), содержащий 0.06 мас. % серы, достигает сульфидного насыщения при температуре ~1060°C и отражает сегрегацию сульфидов *in situ* (Suppl. 3, ESM_5.exl).

Добавление H₂O в систему не влияет на поведение сульфидной жидкости в силикатном расплаве (Ariskin et al., 2018). В пользу значимых содержаний воды в расплаве свидетельствует присутствие миндалинов, а также текстурные данные по сульфидно-флюидной несмесимости, такие как сульфидные глобулы в миндалинах и “флюидные шапочки” над расслоенными глобулами, и развитие широкого метасоматического ореола в окружающих дайку базальтах. Моделирование в КОМАГМАТ-3.3 показало, что при добавлении H₂O 4.5 мас. % происходит более ранняя кристаллизация магнезиальных фаз – оливина и пироксена при более позднем появлении плагиоклаза. При этом состав плагиоклаза соответствует An₇₇, тогда как максимальная магнезиальность оливина Fo_{77.5} достигается при 3 мас. % H₂O в расплаве, т.е. флюидонасыщенность не могла вызвать кристаллизацию Ol-1 состава Fo₉₀.

Моделирование состава расплава в alphaMELTS

Прямое alphaMELTS моделирование (Smith, Asimow, 2005) наименее магнезиального состава (обр. РД2, оливинсодержащий габбродолерит с сульфидами и без высокомагнезиального оливина) при 1 кбар, 2 мас. % H₂O и FMQ+1 дало следующий порядок кристаллизации: плагиоклаз (An₇₃)–клинопироксен (Mg# = 77)–титаномагнетит–оливин (Fo₂₉) в узком температурном интервале кристаллизации оливина – 900–920°C (рис. 11а; Suppl. 3, ESM_7.exl). Заниженная магнезиальность интеркумулусного Ol-2 не позволяет рассматривать этот состав в качестве родительского для всей дайки, не говоря уже о невозможности кристаллизации высокомагнезиального Ol-1 в ассоциации с Cr-шпинелью.

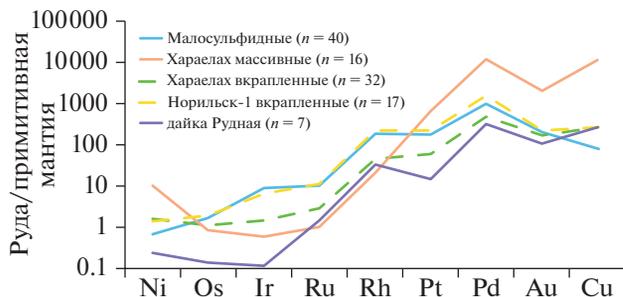


Рис. 9. Распределение содержаний ЭПГ, Au, Ni и Cu (Suppl. 3, ESM_1.exl и ESM_2.exl), нормализованных относительно примитивной мантии (Palme, O'Neill, 2014), в минерализованных породах дайки Рудная в сопоставлении со средними составами различных типов руд Норильского района (Duran et al., 2017; Sluzhenikin et al., 2020).

Моделирование более магнезиального состава (обр. РД4, табл. 4) при 1 кбар, 2 мас. % H₂O и условиях FMQ, FMQ + 1 и FMQ + 2 дало следующий порядок кристаллизации оливин (Fo_{81–82})–клинопироксен (Mg# = 85)–магнетит–плагиоклаз (An_{77–83}), что также не соответствует текстурным соотношениям и составам минералов (рис. 11б; Suppl. 3, ESM_8.exl). Разница в составе модельного и природного оливина слишком велика для объяснения переуравновешиванием с интеркумулусной жидкостью (trapped liquid shift). При повышении до FMQ + 2 оливин исчезает, а увеличение количества H₂O приводит к более ранней кристаллизации клинопироксена, появлению обильного пижонита, но не повышает магнезиальность оливина.

Чтобы привести модельные порядок кристаллизации и составы минералов в согласие с наблюдаемыми, первичный состав обр. РД4 многократно итерировался с целью получить искомую последовательность: оливин (Fo_{89–91} с учетом переуравновешивания)–Cr-шпинель–плагиоклаз (An₈₁)–клинопироксен–магнетит. Для этого исходную магнезиальность расплава постепенно увеличивали, чтобы

Таблица 5. Изотопный состав Sr и Nd габбродолеритов дайки Рудная

Номер образца	Порода	Rb, ppm	Sr, ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd}
РД2	Гос	13.2	212.2	0.1800 ± 0.0008	0.705812 ± 0.000011	0.70517 ± 0.00010	3.89	13.72	0.17148	0.512637 ± 0.000007	0.8
РД3	Го	14.5	192.1	0.2183 ± 0.0005	0.706013 ± 0.000009	0.70523 ± 0.00008	4.11	13.94	0.17836	0.512647 ± 0.000008	0.8
РД8	Гос	17.9	215.8	0.2396 ± 0.0007	0.706178 ± 0.000010	0.70532 ± 0.00009	3.99	14.07	0.17160	0.512579 ± 0.000009	-0.4

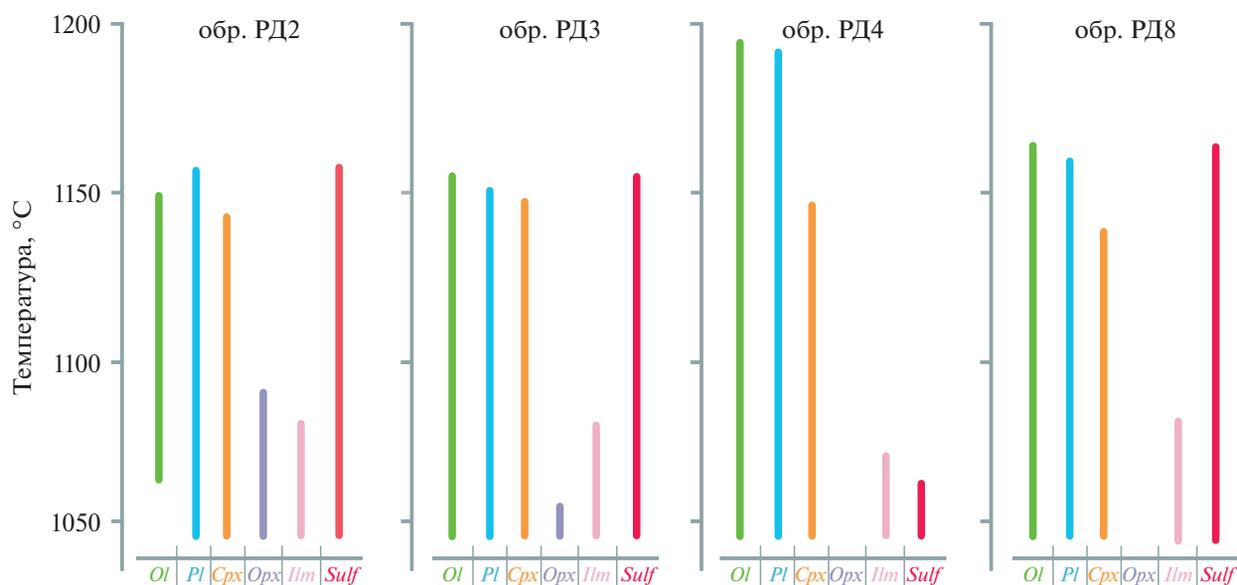


Рис. 10. Тренды равновесной кристаллизации для расплавов сульфидсодержащих габбродолеритов дайки Рудная, рассчитанные в программе КОМАГМАТ-5.3 при буфере QFM и давлении 1 кбар в безводной системе.

достичь заданной магнезиальности оливина, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ значения и их концентрации меняли, чтобы вывести плагиоклаз на ликвидус до клинопироксена, а количество воды уменьшали для снижения пропорции пижонита. В модифицированном модельном расплаве обр. РД4*2, содержащем (мас. %): 49.74 SiO_2 , 1.00 TiO_2 , 18.95 Al_2O_3 , 0.81 Fe_2O_3 , 0.04 Cr_2O_3 , 4.19 FeO , 0.18 MnO , 9.16 MgO , 9.67 CaO , 4.58 Na_2O , 0.007 K_2O и 1.58 H_2O , кристаллизуется первым оливин (Fo_{91}) при 1230°C (рис. 11в; Suppl. 3, ESM_9.exl). Хромшпинель с 20 мас. % Cr_2O_3 присоединяется при 1190°C с последующим появлением плагиоклаза An_{82} при 1150°C . Клинопироксен ($\text{Mg}\# = 75\text{--}89$) кристаллизуется в узком температурном интервале $1120\text{--}990^\circ\text{C}$, а выделение воды происходит при 960°C (рис. 11в).

Состав модельного расплава обр. РД4*2, родительского для ассоциации оливин $Fo_{89\text{--}91}$ –Сг-шпинель, резко отличается от состава вмещающих пород и не мог быть родительским для основной массы дайки. Состав модельного клинопироксена ($\text{Mg}\# = 89$) не соответствует природному и его пропорция слишком мала. Для того чтобы сохранить высокомагнезиальный состав оливина и высококальциевый состав плагиоклаза, остаточный расплав должен быть удален из системы при температуре около 1000°C (рис. 11в) и заменен составом, в котором кристаллизуется менее магнезиальный обильный клинопироксен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация результатов моделирования

Моделирование в программах КОМАГМАТ (Ariskin et al., 2018) и alphaMELTS (Smith, Asimow, 2005) показало невозможность равновесия высокомагнезиального оливина и основной массы габбродолеритов дайки Рудная. Модельные составы типа обр. РД4*2, в которых кристаллизуется ликвидусная ассоциация оливин $Fo_{89\text{--}90}$ –Сг-шпинель, не наблюдаются среди природных составов пород дайки.

Сосуществование ранних фенокристов, неравновесных с матриксом породы возможно в рамках двух сценариев:

(1) ранняя магма состава обр. РД4*2 внедрялась первой, кристаллизовалась ассоциация оливин (Fo_{91})–Сг-шпинель при температуре ниже 1230°C . Внедрение новой порции магмы типа обр. РД2, обогащенной Fe, привело к вытеснению более ранней и заимствованию фенокристов оливина. Заимствование привело к насыщению сульфидной серой и летучими и к ранней магматической дегазации, что затрудняло мобильность расплавов. Эти две магмы могли быть продуктами фракционной кристаллизации одного толеитового расплава в глубинном очаге, при этом их смешение способствовало сегрегированию сульфидной жидкости.

(2) кумулаты высокомагнезиального оливина и Сг-шпинели кристаллизовались в промежуточном очаге/канале из расплава типа обр. РД4*2, были раздроблены и привнесены в камеру распла-

вом, обр. РД2. Изначально динамичная природа внедрения обусловила дробление и ассимиляцию также верхнекоровых осадочных и вулканических пород, что привело к раннему насыщению летучими и сульфидной серой. Эти два расплава не обязательно являются продуктом дифференциации той же магмы, скорее, гибридируются в очаге или подводящем канале. В этом случае состав расплава, родительского для ксенокристов оливина, не может быть рассчитан, кроме определения его магнезиальности. Разнообразие химического состава пород дайки является результатом захвата расплавом, обр. РД2, разных пропорций ксенокристового оливина и ксенолитов осадочных пород и базальтов на фоне слабой дифференциации.

Происхождение высокомагнезиального Ol-1

Зональный магматический оливин с ядром состава Fo_{89-90} и содержанием NiO 0.5 мас. % является первой такой находкой в Норильском рудном районе. Низконикелистый форстерит в скарнах и их ксенолитах в габбродолеритах типичен для контакто-метаморфических ореолов всех рудоносных интрузивов (Туровцев, 2002). Кроме того, оливин Fo_{89-99} ассоциирует со шпинелью и боратом в минерализованных такситовых габбродолеритах верхнего эндоконтакта интрузива Норильск-1 (Шевко и др., 2021), а оливин Fo_{89} – в малосульфидных рудах эндоконтакта Хараелаского интрузива (Sluzhenikin et al., 2020). Гранулированные агрегаты оливина Fo_{86-91} , алюмохромита и хромита, а также магнезиальные скарны с оливином Fo_{96-97} , фассаитом, хромитом, алюмохромитом и гранатом, реже с монтчеллитом и ангидритом, задокументированы в верхнем эндоконтакте Талнахского интрузива (Рябов и др., 2001; Туровцев, 2002). Таким образом, ассоциации магнезиальных скарнов встречаются не только в экзоконтакте, но и в интрузивном разрезе и содержат форстерит, характеризующийся отсутствием зональности и крайне низким содержанием Ni (менее 0.02 мас. % NiO).

Магнезиальность оливина магматической ассоциации в норильских интрузивах не превышает Fo_{82-83} , а повышение содержания Ni в нем (до 0.4 мас. % NiO) в целом коррелирует с повышением магнезиальности (Рябов и др., 2001) (рис. 12), хотя может отражать и переуравновешивание с окружающими сульфидами, богатыми Ni (Чайка и др., 2022). Высоко-Mg оливин из пикритовых габбродолеритов обычно не имеет выраженной зональности, но в оливине Микчангдинского интрузива, благодаря высокой скорости охлаждения, сохранилась прямая контрастная зональность от Fo_{81} до Fo_{70} и от 0.16 до 0.23 мас. % NiO (Криволицкая и др., 2009). Согласно результатам КОМАГМАТ-

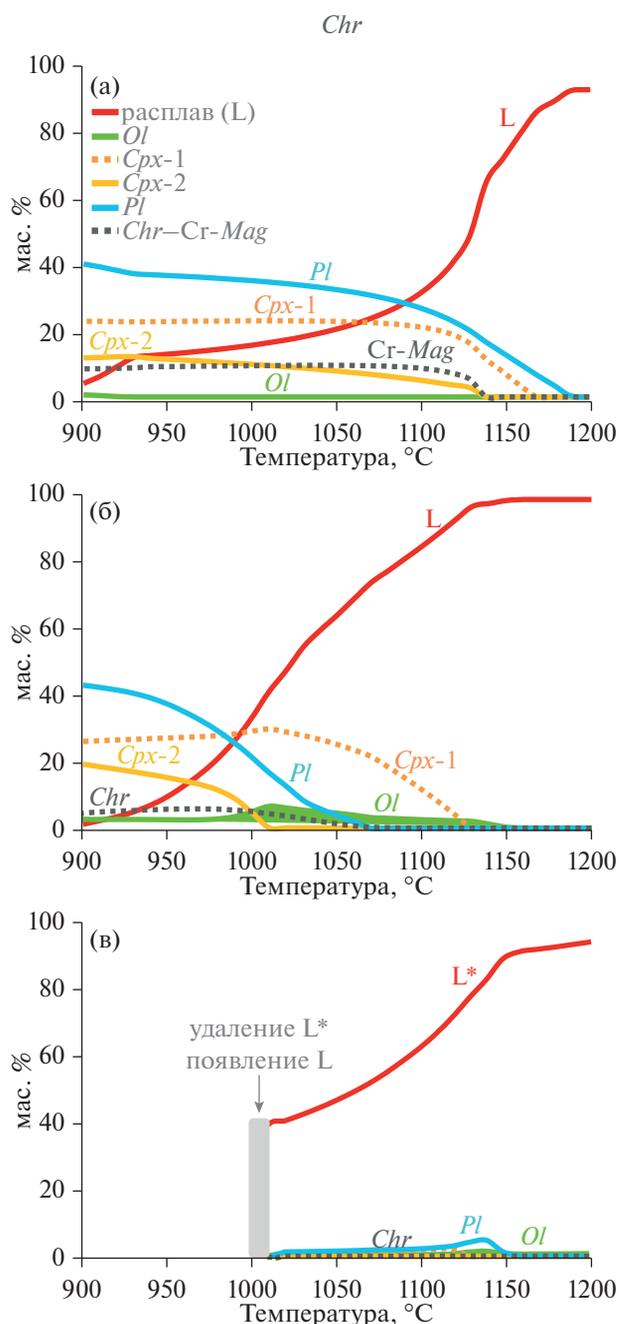


Рис. 11. Результаты alphaMELTS моделирования. (а) – порядок кристаллизации состава, обр. РД4, при FMQ и 1 кбар не соответствует наблюдаемому природному; (б) – порядок кристаллизации состава, обр. РД2, при FMQ+1 и 1 кбар, соответствующий наблюдаемому, но не объясняющий высокомагнезиальный оливин и Cr-шпинель; (в) – порядок кристаллизации модифицированного состава, обр. РД4*2 (L*): ликвидусная ассоциация оливина (Fo_{91})–Cr-шпинель до 1000°C, удаление остаточного L* и поступление новой порции толеитового расплава L типа обр. РД2.

моделирования (Криволицкая и др., 2009), оливин $Fo_{80,2}$, типичный для норильских интрузивов, кристаллизуется из родительского расплава с 7.27 мас. %

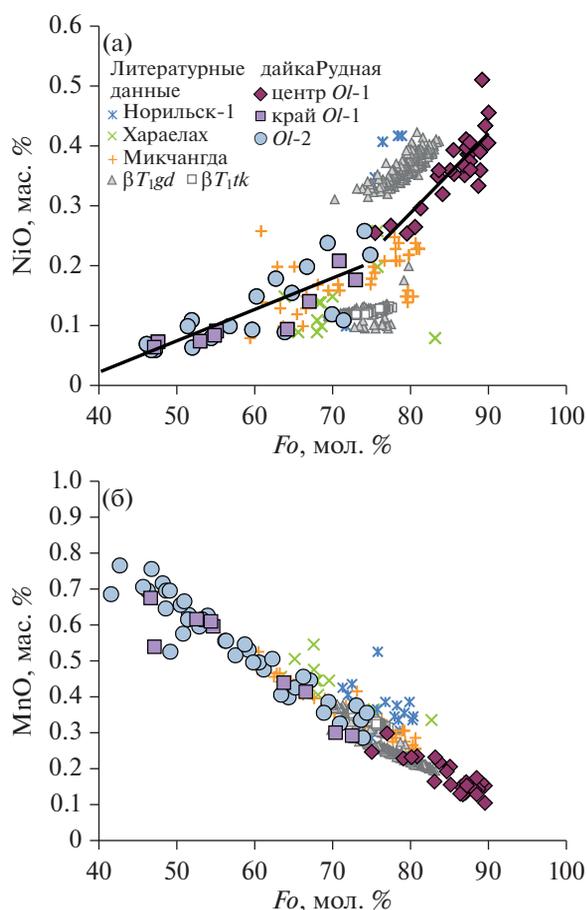


Рис. 12. Составы оливина дайки Рудная на диаграммах $Fo-NiO$ (а) и $Fo-MnO$ (б) в сравнении с составами оливина норильских интрузивов: Норильск-1 и Хараелакский по (Sluzhenikin et al., 2020), Микчангинский по (Кривошукская и др., 2009) и с составами оливина из базальтов гудчихинской (βT_{1gd}) и туклонской (βT_{1tk}) свит по (Соболев и др., 2009).

MgO . Более раннее моделирование (Днепровская и др., 1987), однако, хорошо воспроизводило зональность рудоносных интрузивов в рамках конвективно-кумуляционной модели с 12.3 мас. % MgO в родительском расплаве, основываясь на среднем составе интрузивов.

Наше моделирование показывает возможность кристаллизации ассоциации хромит + оливин (Fo_{91}) из исходного расплава, как минимум, с 9.2 мас. % MgO и 1.6 мас. % H_2O , но этот расплав не был родительским для основной массы пород дайки Рудная. Краевые зоны $Ol-1$ (Fo_{75-47}), отделенные слабо резорбированными границами от высокомагнезильного ядра Fo_{90-75} , имеют такой же состав как $Ol-2$ основной массы (Fo_{74-36}), что говорит о их синхронной кристаллизации. Слабо выраженная резорбция в зональности оливина отражает переуравновешивание зон ядра и каймы за счет диффузии при остывании (Shea et al.,

2015). Составы $Ol-2$ и кайм $Ol-1$ ложатся на тренды составов оливина рудоносных интрузивов района (рис. 12), тогда как составы центральных зон $Ol-1$ образуют крутой тренд на диаграмме $Fo-NiO$, свидетельствующий о более высокой величине Ni/Mg в его родительском расплаве. Совокупность данных говорит в пользу того, что ядра зерен оливина Fo_{75-90} являются ксенокристами, захваченными более поздними порциями расплава либо в промежуточном коровом очаге, либо в канале-проводнике.

Содержание никеля в оливине отражает состав источника и историю сульфидного насыщения, где фракционирование Ni между оливинном и сульфидным расплавом зависит от фугитивности кислорода и растет с ростом содержания Ni в сульфидном расплаве (Barnes et al., 2013). Высокое содержание NiO 0.5 мас. % в $Ol-1$ не согласуется с низкой никелистостью сульфидных ассоциаций дайки Рудная и предполагает, что этот оливин не обменивался с сосуществующим сульфидным расплавом.

Схожее содержание NiO 0.4 мас. % характерно для оливина Fo_{82-84} из базальтов гудчихинской свиты (Рябов и др., 2001; Кривошукская, 2014), которая присутствует в разрезе Имангдинского узла и сечется дайкой (Шадрин и др., 1986). По данным расплавных включений, родительские пикритовые расплавы гудчихинской свиты в равновесии с оливинном содержали 11–14 мас. % MgO (Соболев и др., 2009), а концентрация серы в них не достигала уровня сульфидного насыщения. Пикритовые базальты вмещающей дайки туклонской свиты также содержат оливин до Fo_{82-84} , но обедненный Ni (<0.2 мас. % NiO ; Рябов и др., 2001). Таким образом, ксенолиты пикритов, равно как и пикритовых габбродолеритов дифференцированных интрузивов, а также окружающих дайку базальтов, не могли быть источником ксенокристов $Ol-1$ дайки Рудной, который кристаллизовался до достижения сульфидной несмесимости в несущем его расплаве (рис. 12).

Условия образования сульфидных глобул

При достижении сульфидного насыщения в силикатном расплаве происходит аккумуляция несмесимой сульфидной жидкости в капли. Изначально сульфидные капли имеют сферическую форму, но они могут делиться на более мелкие под влиянием динамического воздействия ламинарных и турбулентных течений в магматической камере (Barnes et al., 2017), что не отмечается в породах дайки. Морфология сульфидных обособлений отражает степень кристаллизации силикатного матрикса – глобулы формируются при закалочной кристаллизации сульфидных капель в силикатной жидкости, тогда как интерстициальные

сульфиды заполняют межзерновое пространство силикатов. Неровная граница многих сульфидных глобул дайки Рудной отражает присутствие силикатов, в основном лейст плагиоклаза, в момент застывания сульфидов.

В ходе кристаллизации сульфидного расплава происходит последовательное образование богатого железом моносульфидного твердого раствора (Mss) (Kullerud et al., 1969), затем магнетита, в природных системах с кислородом, и промежуточного твердого раствора (Iss) (Cabri, 1973). Высокотемпературный полиморф пентландита (high pentlandite) может кристаллизоваться путем перитектической реакции между сульфидным расплавом и Mss (865°C) или эвтектически из расплава (750°C) (Kitakaze et al., 2016). Приуроченность зерен порфирированного *Pn-1* к контакту Mss и Iss свидетельствует в пользу первого механизма, тогда как нахождение зерен *Pn-3* в поле развития Iss – в пользу второго. Ниже солидуса (~400°C) Mss превращается в минералы группы пирротина локально с ламеллями распада *Pn-2* (Kullerud et al., 1969), Iss – в сульфиды меди и *Pn-3* (Cabri, 1973), высокотемпературный пентландит трансформируется в свой низкотемпературный полиморф (Kitakaze et al., 2016).

Расслоенные сульфидные капли, как следствие процесса фракционной кристаллизации, были описаны в различных минерализованных телах (Prichard et al., 2004; Vishnevsky, Cherdantseva, 2016; Barnes et al., 2017; Пшеницын и др., 2020) и являются яркой текстурной характеристикой основной расслоенной серии норильских интрузивов (Генкин и др., 1981; Дистлер и др., 1988; Barnes et al., 2006). Ассоциация сульфидов с минералами, богатыми флюидными компонентами, и образование “флюидной шапочки” обусловлены, скорее всего, физической адгезией флюида на сульфидных каплях и указывают на сосуществование флюида и сульфидной жидкости (например, Gritsenko et al., 2022). Наблюдаемые сульфидные глобулы в нижних частях миндалин (“капля в капле” на рис. 5а) однозначно говорят о раннемагматической (выше 1000°C) дегазации расплава, где выделяющийся флюид аккумулировался на незастывших сульфидных каплях.

Гало халькопирита вокруг глобул третьего типа идентично текстурам сульфидных глобул, описанных в (Prichard et al., 2004) в базитовых дайках в Уругвае и в (Пшеницын и др., 2020) в пикродолеритах эндоконтакта Йоко-Довыренского массива. Компьютерная томография (Пшеницын и др., 2020) показала, что каждый сульфидный вкрапленник представлял собой закрытую систему, а окружающее гало было сформировано в результате импрегнации остаточной жидкости в неполностью раскристаллизованный силикатный матрикс. Изолированное положение отдельных сульфидных

глобул всех трех типов в породах дайки Рудная подтверждается наблюдениями в шлифах, а халькопиритовый состав гало указывает на более раннюю кристаллизацию ассоциации кубанит-халькопирит по сравнению с мономинеральным халькопиритом гало. Структура импрегнированных сульфидов в гало отличается от структуры замещения интерстициальных сульфидов по краям глобул вторичными силикатами (Sluzhenikin et al., 2020) тем, что сульфиды занимают позицию интеркумулусного клинопироксена в офитовом каркасе.

Таким образом, преимущественно халькопирит-кубанитовые составы сульфидных глобул отражают первичный высокомедистый состав микропорций сульфидной жидкости, которая сосуществовала с раннемагматическим флюидом и силикатным расплавом с варьирующей пропорцией фенокристов. Глобулярные и интерстициальные сульфиды представляют собой продукты силикатно-сульфидной несмесимости при разных степенях раскристаллизации силикатного матрикса.

Высокомедистые сульфиды дайки Рудная и их платиноносность

При фракционной кристаллизации сульфидной жидкости Os, Ir, Rh, Re, Ru аккумулируются в Mss, а Cu, Pd, Pt, Au, Ag, TABS (Te, As, Bi, Sb, Sn) остаются в расплаве (Liu, Brenan, 2015). При понижении температуры ЭПГ формируют собственные минералы, а Pd может обогащать пентландит (Duran et al., 2017; Brovchenko et al., 2020), замещая атомы никеля в его структуре (Brovchenko et al., 2023). Распределение ЭПГ в породах дайки Рудная характеризуется резкой обедненностью Ir, Os, Ru, Rh по сравнению с Pt, Pd, Au, что согласуется с малой пропорцией продуктов Mss среди сульфидов. Низкий ЭПГ тенор сульфидов при высоких Cu/Ni и Cu/Pd значениях указывает на низкий R-фактор, т.е. малую степень обмена между сульфидной и силикатной жидкостями.

Расслоенные сульфидные капли в пикритовых габбродолеритах норильских месторождений имеют соотношение производных Mss и Iss 50 на 50, иногда с преобладанием Mss (Barnes et al., 2006). Это согласуется с пониженными Cu/Ni = 1.2–3.1 в норильских вкрапленных рудах по сравнению с высокими Cu/Ni значениями от 5 до 15 в породах дайки с глобулярными сульфидами.

На относительное обогащение этого медистого сульфидного расплава железом указывают низкосернистый парагенезис сульфидов – троилит–гексагональный пирротин–высоко-Fe пентландит и магнетитовые оторочки вокруг глобул. Перекристаллизация или наложенная “кубанитизация” ранних сульфидов (например, Tuba et al., 2014) с

твердофазным замещением кубанитом как халькопирита, так и пирротина не исключена для кубанитовых типов руд норильских месторождений (Дистлер и др., 1988). Однако экспериментальные работы также подтверждают кристаллизацию изокубанита, как высокотемпературного предшественника кубанита, непосредственно из сульфидного расплава, а также в ходе перитектических реакций в сульфидных системах с $Cu/Ni > 9$ (Sinyakova et al., 2016). В сульфидных ассоциациях дайки Рудная отсутствуют признаки замещения кубанитом производных Mss, и ламеллы халькопирита в кубаните встречаются чаще, чем структуры распада в халькопирите, что контролируется как температурой, так и скоростью остывания (Cabri, 1973), т.е. длительностью диффузионного переноса в сульфидной матрице при $< 200^\circ C$. Текстуры наблюдения показывают, что исключительно низкая пропорция продуктов кристаллизации Mss в сульфидных ассоциациях дайки Рудная отражает первичный высокомедистый состав сульфидной жидкости и не является результатом твердофазного замещения.

Сульфидная жидкость с высокой величиной Cu/Ni могла сформироваться в ходе нескольких процессов: 1) как остаточный расплав при кристаллизации Mss на глубине; 2) при контаминации расплава осадочным материалом, обогащенным Cu; 3) при захвате фракции высокомедистых сульфидов при прохождении магм дайки через минерализованный интрузив или камеру кристаллизации; 4) при обеднении расплава Ni за счет отложения оливиновых кумулатов на глубине. Возможность раннего образования Mss ограничивается низким содержанием серы в неминерализованных разностях и в закаленных контактах дайки, что подкрепляется данными КОМАГМАТ-моделирования по кумулятивному накоплению сульфидов в минерализованных породах.

Второй процесс подразумевает быструю сегрегацию сульфидов в ходе внедрения в течение часов и дней, что согласуется с экспериментальными данными по высоким скоростям экстракции металлов в расплав (например, Горбачев и др., 2021), но данные по повышенным концентрациям меди в осадочных породах отсутствуют. Геохимические характеристики сульфидов дайки Рудная отличаются от таковых из близлежащих рудоносных интрузивов, что делает маловероятным предположение о том, что она является их выводящим каналом, но не исключает ее пространственной вовлеченности в общую проточную систему. Дифференцированный состав магмы, родительской для основного матрикса дайки, хорошо соотносится с обедненностью Ni комагматического сульфидного расплава в рамках четвертого сценария.

Источники вещества дайки Рудная

Закономерное обогащение сульфидов тяжелым изотопом по мере увеличения массы сульфидных руд в рудоносных интрузивах Норильского района (Grinenko, 1985) свидетельствует в пользу прогрессирующей ассимиляции изотопно-тяжелой серы из палеозойских эвапоритов (Гриненко, Степанов, 1985; Grinenko, 1985; Arndt et al., 2003; Кетров и др., 2022). Альтернативный мантийный, по определению гомогенный, источник изотопно-тяжелых сульфидов (Кривоуцкая, 2014; Yao, Mungall, 2021) не согласуется с этой закономерностью, а также с дискретностью изотопных составов серы рудоносных интрузивов, внедрившихся на разных стратиграфических уровнях, и вариациями в их вертикальных разрезах (Кетров и др., 2022). Минерализованные интрузивы Имангдинского узла характеризуются разбросом значений $\delta^{34}S$ от 0.1 до 16‰ (Гриненко, Степанов, 1985), связанным с различием в составе вмещающих пород на разных уровнях внедрения, но также отражающим разную степень неравновесия и контаминации. Последнее подтверждается прямой корреляцией между содержанием серы в породах и изотопным составом серы сульфидов (Гриненко, Степанов, 1985), а также наибольшим обогащением тяжелым изотопом 15–16‰ вкрапленных руд верхнего и нижнего эндоконтактов с наиболее высоким содержанием серы. Изотопный состав сульфидов дайки Рудная (от 12 до 16‰ со средним $\delta^{34}S = 14.7 \pm 1.1\%$, $n = 31$) наиболее близок именно к таким составам изотопно-тяжелых сульфидов в эндоконтактах имангдинских интрузивов по (Гриненко, Степанов, 1985).

Гомогенные Sr-Nd изотопные характеристики габбродолеритов не зависят от варьирующей пропорции сульфидов (табл. 4, 5). Значения ϵ_{Nd} , близкие к хондритовым, попадают в диапазон составов рудоносных интрузивов норильского типа. На диаграмме $Sr_i - \epsilon_{Nd}$ (рис. 13) составы последних формируют так называемый норильский тренд (Arndt et al., 2003), характеризующийся возрастанием значений Sr_i в направлении поля изотопных составов вмещающих осадочных пород (Pang et al., 2013) при сравнительном постоянстве изотопного состава Nd со средним значением $\epsilon_{Nd} = 1.0 \pm 1.0$ ($n = 139$, Kostitsyn et al., 2023). Значения Sr_i для пород дайки находятся в диапазоне 0.7052–0.7053, однако ниже таковых в рудоносных интрузивах, включая и ближайший Имангдинский интрузив, где Sr_i варьирует от 0.7055 до 0.7078 (Изотопная геология ..., 2017) в рамках норильского тренда. Изотопные данные предполагают, что магмы дайки родственны магмам интрузивов норильского типа как наименее контаминированные составы в рамках тренда. Ранее в (Arndt et al., 2003) авторы пришли к выводу, что широкий диапазон изотопного состава Sr рудоносных интрузивов связан с

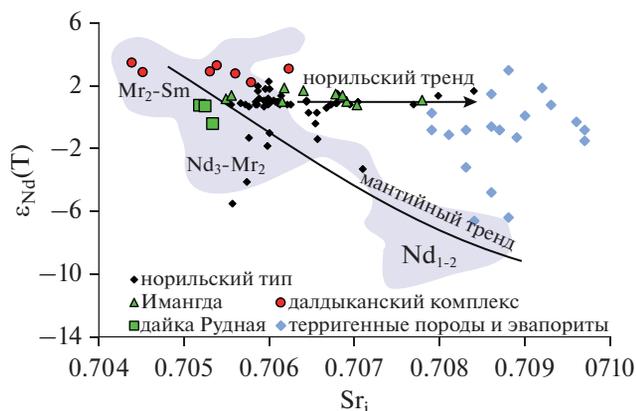


Рис. 13. Sr-Nd изотопная систематика пород дайки Рудная в контексте литературных данных по интрузивным и вулканическим породам Норильского района. Размер символа превышает размер погрешности определения. На рисунке показано поле составов базальтов надеждинской (Nd), моронговской (Mr) и вплоть до самоедской (Sm) свит по (Lightfoot et al., 1993; Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003). Составы осадочных пород девонского разреза взяты из (Pang et al., 2013). Составы рудоносных интрузивов, Имангдинского интрузива и далдыканского комплекса – по (Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Изотопная геология ..., 2017). Мантийный тренд (Arndt et al., 2003) обозначает линию смещения мантийных магм и континентальной коры в глубинных промежуточных очагах.

местной контаминацией, в том числе и с ассимиляцией ангидрита, ответственной за изотопно-тяжелый состав серы. Несмотря на очевидные признаки контаминации, локализация дайки в базальтах минимизировала влияние постмагматических флюидов, обильных при контактовом метаморфизме осадочных пород и во многом определяющих радиогенные Sr характеристики рудоносных интрузивов. Рисунок 13 демонстрирует, что Sr-Nd изотопные характеристики пород дайки контрастно отличаются от таковых для далдыканского комплекса (Sr₁ от 0.07043 до 0.7062, ε_{Nd} от 2.2 до 3.5 по Hawkesworth et al., 1995; Изотопная геология ..., 2017), что не позволяет отнести дайку Рудная к этому самому молодому интрузивному комплексу района.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дайка Рудная образовалась в постнадеждинское время и по своим Sr-Nd изотопным характеристикам комагматична дифференцированным интрузивам норильского типа. Дайка содержит ксенокристы высокомагнезиального высоконицелистого оливина, состав которого не имеет аналогов среди известных интрузивных и вулканических образований Норильского рудного района и свидетельствует о существовании на глубине кумулатов пикритовых магм не истощенных по

халькофильным элементам. Высокое содержание Ni в оливине Fo₉₀ указывает на отсутствие обмена его родительского пикритового расплава с сульфидной жидкостью, что предполагает захват ксенокристов Ol-1 в глубинном канале мигрирующим толеитовым расплавом, недосыщенным по сульфидной сере. Сульфидное насыщение в этом расплаве достигалось уже в верхнекоревой проточной системе, локализованной в палеозойских эвапоритовых толщах, за счет ассимиляции осадочной серы: на это указывает изотопно-тяжелый состав серы сульфидов, аналогичный изотопному составу сульфидов из эндоконтактных зон имангдинских интрузивов, залегающих в девонских эвапоритах.

Медистый состав минерализации с высокой величиной Cu/Ni согласуется с низкомагнезиальным обогащенным Fe толеитовым составом расплава родительского для основной массы дайки и низконикелистого Ol-2. Специфические геохимические параметры минерализации (высокие значения Cu/Ni и Cu/Pd, низкий ЭПГ тенор, относительно низкие содержания халькофильных элементов в пентландите и других сульфидах) говорят о сравнительно низкой степени сульфид-силикатного обмена по сравнению с типичной для минерализации в рудоносных интрузивах. Наблюдающаяся корреляция между обогащенностью сульфидов примесями и обеднением их тяжелым изотопом серы с ростом R-фактора, наряду с данными по изотопной гетерогенности и сосуществованию сульфидов и сульфата в глобулах, указывает на недостижение химического и изотопного равновесия из-за быстрой кристаллизации и гетерогенного состояния магмы. Присутствие разнообразных ксенолитов и ксенокристов, обособляющихся сульфидных ксенорасплавов и ксенофлюидов (по определению Leshner, 2017) существенно затрудняло мобильность магмы в узком канале. Таким образом, проявление минерализации ЭПГ в виде собственных минералов и в виде твердых растворов Pd в пентландите, скорее, отражает изначально повышенный фон этих элементов в магме, что дополнительно подчеркивает ее комагматичность с магмами норильского типа, продуктивными по ЭПГ.

Благодарности. Авторы благодарны Т.А. Веливецкой и А.В. Игнатьеву (ДВГИ ДВО РАН) за анализы изотопного состава серы сульфидов методом Фс-ЛА-ГХ/МС, А.И. Якушеву (ИГЕМ РАН) – за выполнение анализа методом РФА, Н.Н. Кошляковой (МГУ им. М.В. Ломоносова) и В.И. Таскаеву (ИГЕМ РАН) за помощь при проведении анализа составов минералов, В.Д. Абрамовой – за помощь с ЛА-ИСП-МС, В.А. Радько и В.В. Ситникову за экспертные консультации по геологии Имангдинского района, А.Г. Полозову и двум анонимным рецензентам за полезные замечания. Авторы особо признательны руководству Норильск Никель Тех-

нические Сервисы за разрешение опубликовать данные компании и поддержку научных исследований коллектива.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 21-17-00119. Исследования в ГЕОХИ выполнены в рамках Госзадания ГЕОХИ РАН № FMUS-2019-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 235 с.
- Горбачев Н.С., Шановалов Ю.Б., Костюк А.В. и др. Фазовые соотношения в системе Fe–S–C при $P=0.5$ ГПа, $T=1100–1250^{\circ}\text{C}$: расслоение Fe–S–C-расплава и его роль в формировании магматических сульфидных месторождений // Докл. АН. 2021. Т. 497. № 1. С. 23–29.
- Гриненко Л.Н., Степанов В.К. Изотопные соотношения и содержания серы в дифференцированных интрузиях Имангдинского рудного узла // Геохимия. 1985. № 10. С. 1406–1416.
- Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 230 с.
- Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 96–106.
- Дюзиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.
- Золотухин В.В., Шедрин Н.Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. Новосибирск: Наука, 1977. 135 с.
- Изотопная геология норильских месторождений / Под ред. О.В. Петрова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., Бурмий Ж.П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов при анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.
- Кетров А.А., Юдовская М.А., Шелухина Ю.С. и др. Источники и эволюция изотопного состава серы сульфидов Хараелахского и Пясино-Вологочанского интрузивов (Норильский рудный район) // Геология рудн. месторождений. 2022. Т. 64. № 6. С. 657–686.
- Кривоуцкая Н.А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 3. С. 319–319.
- Кривоуцкая Н.А., Соболев А.В., Кузьмин Д.В., Свирская Н.М. Уникальные зональные оливины из ультрабазит-базитового массива Норильского района // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 4. С. 518–522.
- Пишеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С. и др. Морфология, минералогия и состав сульфидных капель в пикродолеритах из придонных апофиз Йоко-Довыренского расслоенного интрузива // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 280–297.
- Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2001. 408 с.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Юдовская М.А. и др. Нижнеталнахский тип интрузивов в Норильском рудном районе // Петрология. 2023. Т. 31. № 5.
- Соболев А.В., Кривоуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 276–310.
- Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Науч. мир, 2002. 319 с.
- Чайка И.Ф., Изох А.Э., Калугин В.М. и др. Оливин и хромшпинелиды месторождения Норильск-1: особенности состава и петрологические следствия // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 78–100.
- Шадрин Л.М., Федоренко В.А., Сухарева М.С. и др. Выявление и геолого-петрологическое исследование апофиз дифференцированных интрузий Норильского района с целью поисков никеленосных массивов и их ветвей, перспективных на богатые руды. Норильск: Фонды НКГРЭ, 1986.
- Шевко А.Я., Смирнов С.З., Калугин В.М., Гора М.П. Идентификация боратов интрузии Норильск-1 с использованием рамановской спектроскопии // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания по петрологии и геодинамике геологических процессов. 06–13 сентября 2021. Иркутск. 2021. Т. 3. С. 234–237.
- Шедрин Н.Ф., Золотухин В.В. О дайках долеритов и габбродолеритов в Имангдинском районе (северо-западный борт Тунгусской синеклизы) и их поисковом значении на сульфидные медно-никелевые руды // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 35–48.
- Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe–Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // J. Petrol. 2018. V. 59. № 2. P. 283–298.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. et al. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu–Ni–PGE sulfide deposits // Econom. Geol. 2003. V. 98. № 3. P. 495–515.
- Barnes S.J., Mungall J.E. Blade-shaped dikes and nickel sulfide deposits: A model for the emplacement of ore-bearing small intrusions // Econom. Geol. 2018. V. 113. № 3. P. 789–798.
- Barnes S.-J., Cox R.A., Zientek M.L. Platinum-group element, gold, silver and base metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezhy Creek mine, Norilsk, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 187–200.
- Barnes S.J., Godel B., Gürrer D. et al. Sulfide-olivine Fe–Ni exchange and the origin of anomalously Ni rich magmatic sulfides // Econom. Geol. 2013. V. 108. № 8. P. 1971–1982.
- Barnes S.J., Mungall J.E., Le Vaillant M. et al. Sulfide-silicate textures in magmatic Ni–Cu–PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores // Amer. Mineral. 2017. V. 102. № 3. P. 473–506.
- Belousov A., Belousova M., Edwards B. et al. Overview of the precursors and dynamics of the 2012–2013 basaltic fissure

- eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 2015. V. 307. P. 22–37.
- Brovchenko V.D., Sluzhenikin S.F., Kovalchuk E.V. et al.* Platinum group element enrichment of natural quenched sulfide solid solutions, the Norilsk-1 deposit, Russia // *Econom. Geol.* 2020. V. 115. № 6. P. 1343–1361.
- Brovchenko V., Merkulova M., Sittner J. et al.* X-ray absorption records of Pd²⁺ on Ni site in pentlandite // *Amer. Mineral.* 2023.
<https://doi.org/10.2138/am-2022-8704>
- Cabri L.J.* New data on phase relations in the Cu–Fe–S system // *Econom. Geol.* 1973. V. 68. P. 443–454.
- DePaolo D.J., Wasserburg G.J.* Nd isotopic variations and petrogenetic models // *Geophysical Res. Lett.* 1976. V. 3. № 5. P. 249–252.
- Duran C.J., Barnes S.J., Pleše P. et al.* Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 90. P. 326–351.
- Gudmundsson A.* Formation of dykes, feeder-dykes, and the intrusion of dykes from magma chambers // *Bull. Volcanologique.* 1984. V. 47. № 3. P. 537–550.
- Grinenko L.I.* Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // *Int. Geol. Rev.* 1985. V. 27. № 6. P. 695–708.
- Gritsenko Y.D., Kondrikova A.P., Gilbricht S. et al.* Quantitative assessment of the relative roles of sulfide liquid collection, magmatic degassing and fluid-mediated concentration of PGE in low-sulfide ores of the Norilsk intrusions // *Ore Geol. Rev.* 2022. 105042.
- Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al.* Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts // *Lithos.* 1995. V. 34. № 1–3. P. 61–88.
- Kitakaze A., Machida T., Komatsu R.* Phase relations in the Fe–Ni–S system from 875 to 650°C // *Canad. Mineral.* 2016. V. 54. P. 1175–1186.
- Kostitsyn Y., Krivolutskaya N., Somsikova A.V. et al.* Geochemical features of potentially ore-bearing mafic intrusions at the Eastern Norilsk Region and their relationships with lavas (NW Siberian Traps Province) // *Minerals.* 2023. V. 13. № 2. P. 213.
- Kullerud G., Yund R.A., Moh G.H.* Phase relations in the Cu–Fe–S, Cu–Ni–S, and Fe–Ni–S systems // *Econom. Geol. Monograph* 4. 1969. P. 323–343.
- Latyshev A.V., Rad'ko V.A., Veselovskiy R.V. et al.* Correlation of the Permian-Triassic ore-bearing intrusions of the Norilsk region with the volcanic sequence of the Siberian Traps based on the paleomagnetic data // *Econom. Geol.* 2020. V. 115. № 6. P. 1173–1193.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. et al.* Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. P. 171–188.
- Liu Y., Brenan J.* Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (Mss), intermediate solid solution (Iss) and sulfide liquid at controlled f_{O_2} – f_{S_2} conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 159. P. 139–161.
- Mavrogenes J.A., O'Neill H.S.C.* The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. № 7–8. P. 1173–1180.
- Naldrett A.J., Wilson A., Kinnaird J. et al.* The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: new mineralogical and petrological constraints // *Mineral. Depos.* 2012. V. 47. P. 209–232.
- Palme H., O'Neill H.S.C.* Cosmochemical estimates of mantle composition // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. Oxford: Elsevier, 2014. V. 3. P. 1–39.
- Pang K.N., Arndt N., Svensen H. et al.* A petrologic, geochemical and Sr–Nd isotopic study on contact metamorphism and degassing of Devonian evaporites in the Norilsk aureoles, Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 165. P. 683–704.
- Prichard H.M., Hutchinson D., Fisher P.C.* Petrology and crystallization history of multiphase sulfide droplets in a mafic dike from Uruguay: implications for the origin of Cu–Ni–PGE sulfide deposits // *Econom. Geol.* 2004. V. 99. № 2. P. 365–376.
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E.* Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 138. 104411.
- Ripley E.M., Li C.* Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu–Ni–(PGE) deposits // *Econom. Geol.* 2003. V. 98. № 3. P. 635–641.
- Sinyakova E., Kosyakov V., Distler V., Karmanov N.* Behavior of Pt, Pd, and Au during crystallization of Cu-rich magmatic sulfide minerals // *Canad. Mineral.* 2016. V. 54. № 2. P. 491–509.
- Shea T., Lynn K.J., Garcia M.O.* Cracking the olivine zoning code: Distinguishing between crystal growth and diffusion // *Geology.* 2015. V. 43. № 10. P. 935–938.
- Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J. et al.* Low-sulfide platinum group element ores of the Norilsk-Talnakh camp // *Econom. Geol.* 2020. V. 115. № 6. P. 1267–1303.
- Smith P.M., Asimow P.D.* Adibat_1ph: a new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6.
<https://doi.org/10.1029/2004GC000816>
- Tuba G., Molnár F., Ames D.E. et al.* Multi-stage hydrothermal processes involved in “low-sulfide” Cu–(Ni)–PGE mineralization in the footwall of the Sudbury Igneous Complex (Canada): Amy Lake PGE zone, East Range // *Mineral. Depos.* 2014. V. 49. № 1. P. 7–47.
- Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V. et al.* An improved femtosecond laser-ablation fluorination method for measurements of sulfur isotopic anomalies ($\Delta^{33}\text{S}$ and $\Delta^{36}\text{S}$) in sulfides with high precision // *Rapid Communications in Mass Spectrometry.* 2019. V. 33. № 22. P. 1722–1729.
- Vishnevskiy A.V., Cherdantseva M.V.* Merenskyite and other precious metal minerals in sulfide blebs from the Rudniy ultramafic-mafic intrusion, Northwest Mongolia // *Canad. Mineral.* 2016. V. 54. № 2. P. 519–535.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
- Yao Z., Mungall J.E.* Linking the Siberian Flood Basalts and Giant Ni–Cu–PGE Sulfide Deposits at Norilsk // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2021. V. 126. № 3. e2020JB020823.
- Zelensky M., Kamenetsky V.S., Nekrylov N. et al.* Textural, morphological and compositional varieties of modern arc sulfides: a case study of the Tolbachik volcano, Kamchatka // *Lithos.* 2018. V. 318. P. 14–29.

Sources of Cu-Rich Sulfide Mineralization and high-Ni Olivine of the Rudnaya Dyke (Imangda Junction, Norilsk Region): Based on Compositional, Isotope and Model Data

V. D. Brovchenko¹, I. A. Kirillina¹, M. A. Yudovskaya^{1,2}, G. Costin³, I. V. Pshenitsyn⁴, E. V. Kovalchuk¹, Y. O. Larionova¹, Y. D. Gritsenko^{1,5}, A. A. Ketrov⁶, and S. F. Sluzhenikin¹

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits Mineralogy, Petrography, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *CIMERA, School of Geosciences, University of Witwatersrand, Wits, South Africa*

³ *Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Rice University, Houston, USA*

⁴ *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

⁵ *Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia*

⁶ *Norilsk Nickel Technical Services, St. Petersburg, Russia*

The Rudnaya dyke of the Imangda ore junction is composed of the weakly differentiated olivine-bearing to olivine gabbrodolerites with sulfide globules and disseminated sulfides of (pentlandite-pyrrhotite)-chalcopyrite-cubanite composition. Along with cogenetic sulfide mineralization, dyke's gabbrodolerites contain xenoliths of hornfelsed basalts, abundant amygdales and rare grains of zoned *Ol-1* Fo_{90-47} with 0.5–0.06 wt % NiO that coexist with subhedral olivine Fo_{74-36} of the second generation. Modeling in the COMAGMAT and alphaMELTS programs showed that high-Mg olivine 1 with Cr-spinel inclusions could not be crystallized from a Fe-enriched tholeiitic magma that is parental for the dyke with 4.8–7.3 wt % MgO and 11.6–16.7 wt % total Fe_2O_3 . The trend of variations and high Ni up to 0.5 wt. % in the cores of xenocrystic olivine Fo_{90-76} in contrast to maximum Fo_{83} and 0.4 wt. % NiO in olivine from the ore-bearing intrusions and picritic basalts of the Norilsk region point toward the presence of picritic cumulates, which magma had not exchanged with sulfide liquid. Platinum group element (PGE) abundances increase (up to 2.2 ppm) with Cu/Ni in the whole rocks as well as with proportions of pentlandite in a sulfide association. A specific chalcophile metal distribution, which is characterized by Ni, Os and Ir minima, elevated Cu/Ni (5–15) and Cu/Pd (3200–10900) as well as lower both PGE tenor of sulfides (2–65 ppm) and Pd content in pentlandite (<175 ppm) compared to typical of ore-bearing intrusions, suggests that Cu-rich sulfide mineralization was not mechanically captured from highly fractionated sulfide fractions of ore-bearing magmas but is cogenetic with a magma of the dyke. Sulfide saturation, near-simultaneous with fluid saturation and degassing, was achieved due to assimilation of sedimentary sulfur and volatiles from Devonian evaporites in the dyke conduit that is supported by the heavy S isotope composition of dyke's sulfides with the average $\delta^{34}S = 14.7 \pm 1.1\text{‰}$ ($n = 31$), close to the values in sulfides from the endocontact zones of the ore-bearing Imangda intrusions hosted by Devonian strata. The initial isotopic characteristics of dyke's rocks (Sr_i 0.70517–0.70532, ϵ_{Nd} from –0.4 to 0.8) imply its comagmatic origin with the Norilsk-type intrusions whereas the overall data do not exclude even its spatial connection with an upper crustal conduit system of the ore-bearing magmas.

Keywords: Imangda ore junction, Rudnaya dyke, PGE, magmatic sulfides, xenocrystic olivine, assimilation, COMAGMAT, alphaMELTS

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

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

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

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

*e-mail: ssn_collection@bk.ru

Поступила в редакцию 25.01.2023 г.

После доработки 02.05.2023 г.

Принята к публикации 18.06.2023 г.

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

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

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

ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

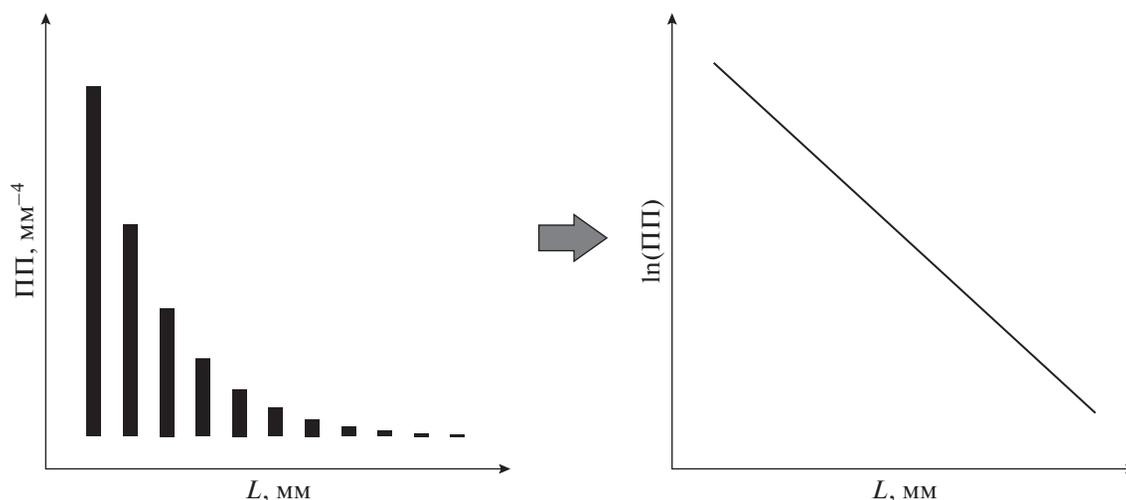


Рис. 1. Преобразование гистограммы экспоненциального распределения кристаллов по размерам в логарифмический вид, удобный для анализа (логлинейное CSD). Здесь и далее: ПП – плотность популяции, L – линейный размер.

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

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

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

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

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

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

* *Ol* — оливин, *Orx* — ортопироксен, *Spr* — клинопироксен, *Pl* — плагиоклаз, *Nph* — нефелин, *Kfs* — калиевый полевоый шпат, *Arf* — арфведсонит, *Eud* — эвдиалит.

** Лин — логлинейное, лог — логнормальное, бим — бимодальное, хар — хариситовый оливин.

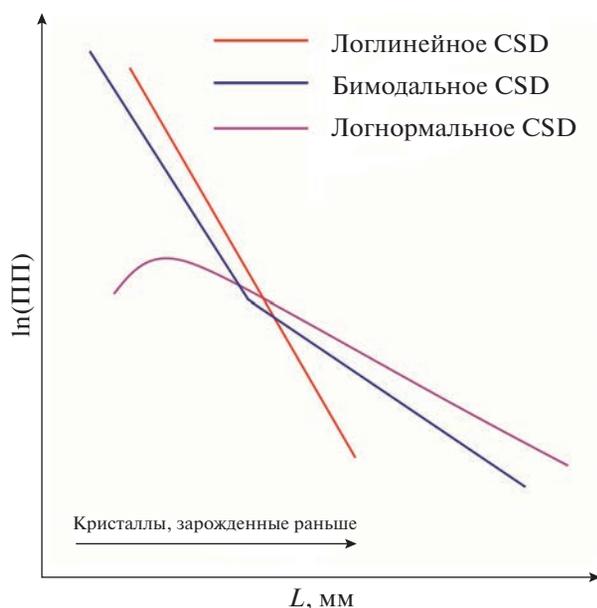


Рис. 2. Основные типы распределения кристаллов по размерам (CSD) схематично по данным для ортопироксенитов и норитов интрузива Бушвельд (Williams et al., 2006).

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

CSD: РАСЧЕТЫ И ЭКСПЕРИМЕНТ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

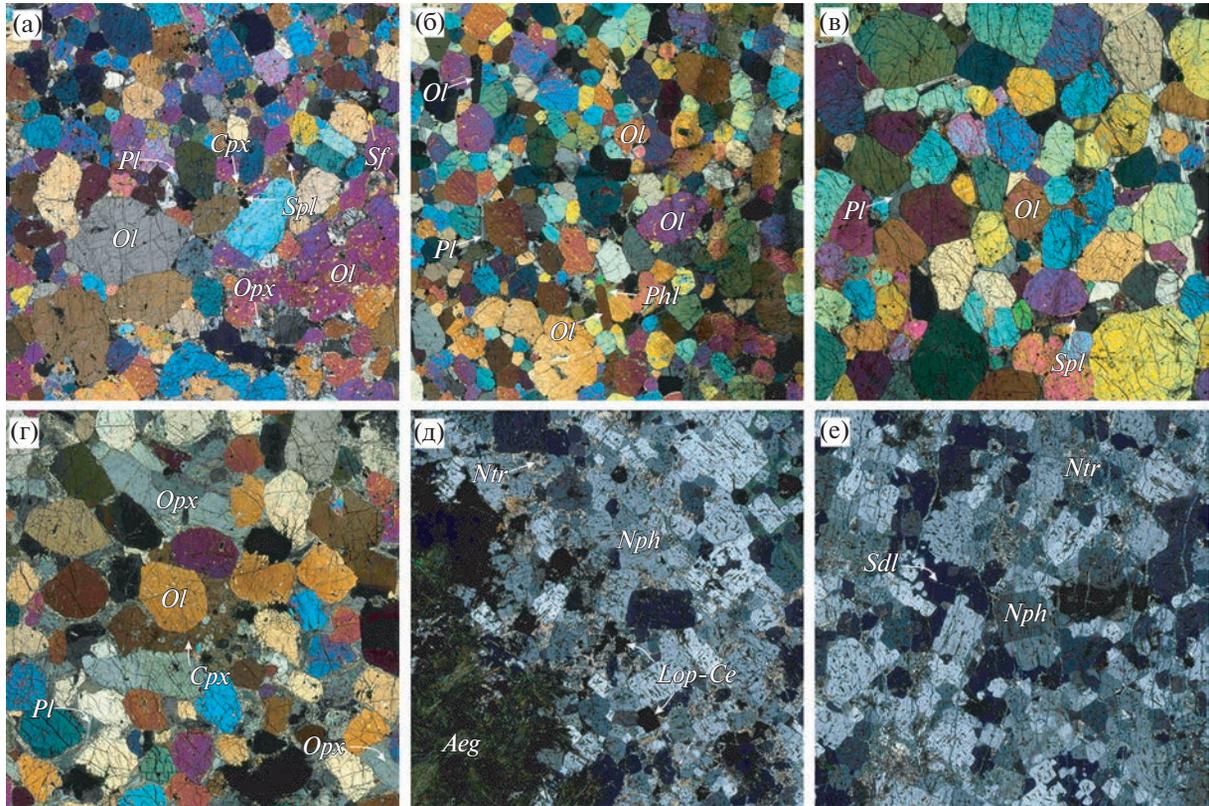


Рис. 3. Фрагменты сканированных изображений шлифов, представляющих породы, выбранные для демонстрационных измерений CSD. Дуниты *Йоко-Довыренского массива*, включая образцы: (а) 09DV501-54 с логлинейным CSD, (б) 09DV501-59 с бимодальным CSD (примечательно наличие удлиненных кристаллов оливина), (в) 07DV124-12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

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

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

ВЫБОР ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫХ ОБРАЗЦОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ CSD

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

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

Йоко-Довыренский расслоенный интрузив расположен в Северном Прибайкалье, имеет возраст 728 млн лет (Ariskin et al., 2013) и представляет собой вытянутое на 26 км тело с почти вертикальным залеганием элементов расслоенности (Кислов, 1998). Обобщенный стратиграфический разрез в срединной части массива мощностью около 3400 м включает мелкозернистые габбро-нориты и пикродолериты из зоны закалки, которая сменяется зоной плагиоперидотитов (плагиоклазовых 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 плагиоклазодержащими дунитами, которые постепенно переходят в близкие к мономинеральным дунитам (вместе около 950 м) и далее – в толщи троктолитов (~700 м) и габброидов (около 1 км; Ariskin et al., 2018). Образцы были отобраны в центральной части массива в области перехода от плагиодунитов к дунитам: доля нормативного

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

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

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

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

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

ТЕХНИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ CSD

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

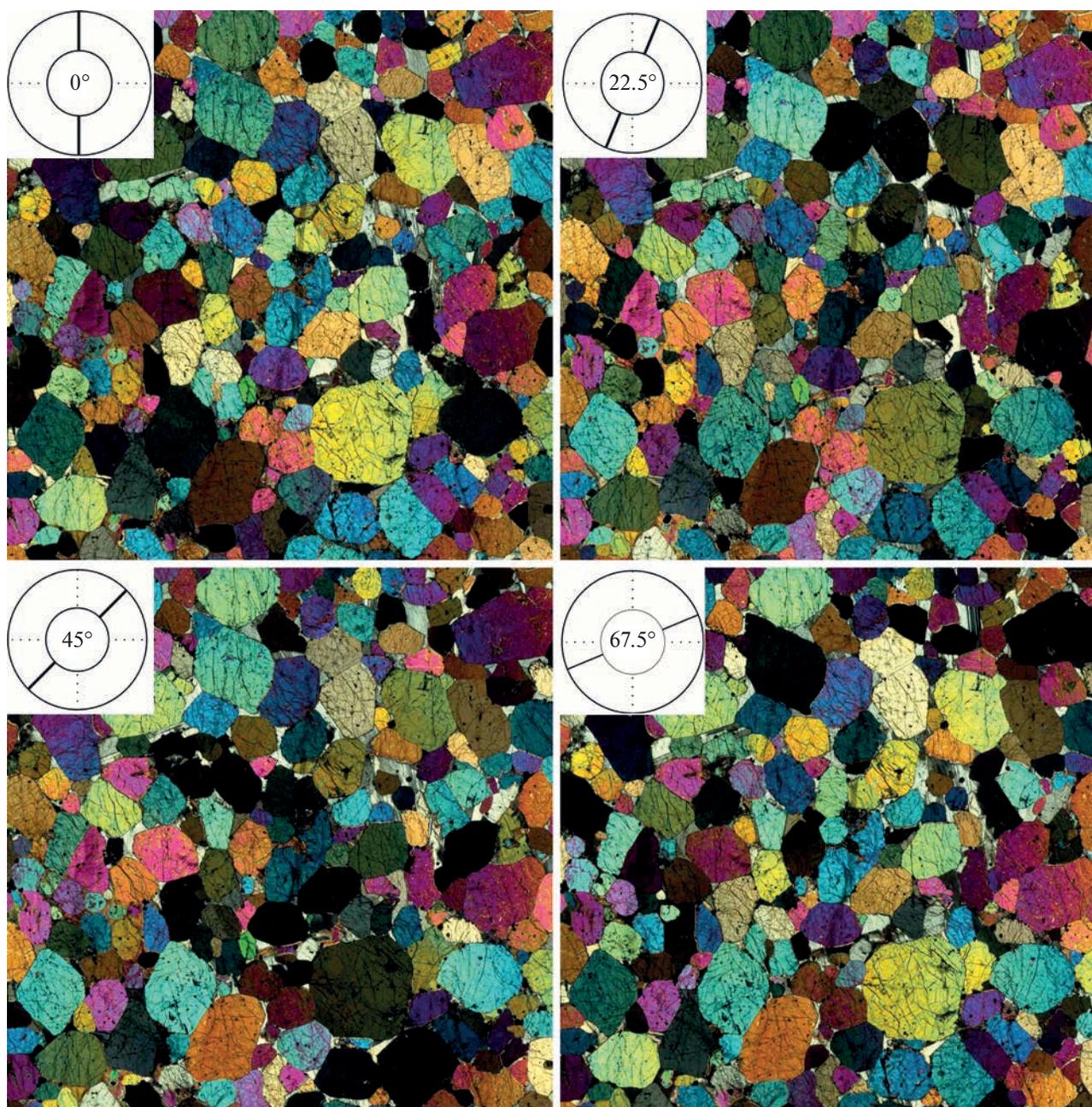


Рис. 4. Примеры сканированного изображения одного и того же участка шлифа обр. 07DV124-12 при разной ориентации поляризационных пленок.

построения распределения использовались их большие оси.

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

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

Таблица 2. Параметры функций CSD для изученных образцов

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

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

* Номер образца.

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

ПРИМЕРЫ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ CSD

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

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

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

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

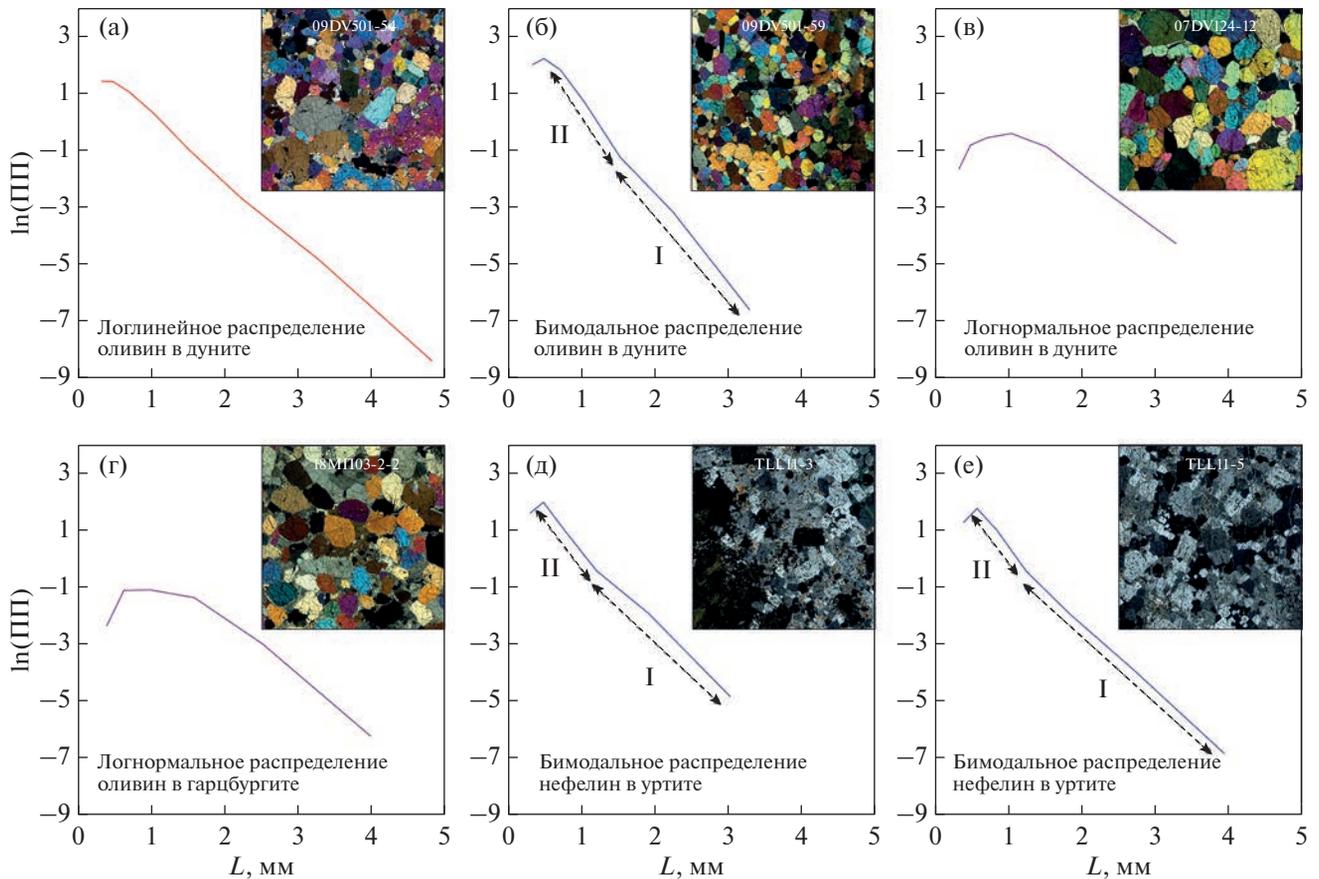


Рис. 5. Распределение кристаллов по размеру в изученных образцах. Для бимодальных CSD: I – первая крупная популяция, II – вторая мелкая популяция. Каждый вид CSD иллюстрирован врезками со снимками шлифов изученных образцов, размеры врезок 1×1 см. (а, б, в) – образцы из Йоко-Довыренского массива, (г)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

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

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

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

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

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

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

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

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

$$\Delta T_{Орх} = P \left(\frac{dT}{dP_{Орх}} - \frac{dT}{dP_{Ол}} \right), \quad (6)$$

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

$$P = \frac{\Delta T_{Орх}}{\frac{dT}{dP_{Орх}} - \frac{dT}{dP_{Ол}}}. \quad (7)$$

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

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

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

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

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

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

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

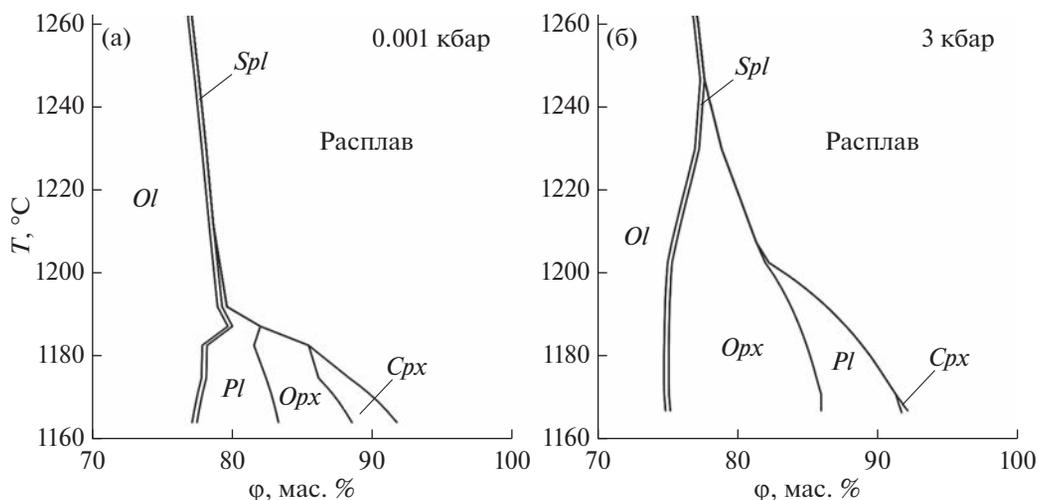


Рис. 6. Примеры расчета кристаллизации обр. 18MP03-2-2 в КОМАГМАТ-5.3: (а) без поправки – при атмосферном давлении; (б) с поправкой модельной температуры для *Orx* +30°C – при давлении 3 кбар.

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

ВЫВОДЫ

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

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

Источники финансирования. Статья подготовлена в рамках Госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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

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

Mineral. Petrol. 2006. V. 151 (4) P. 480–492.

<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0072-9>

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

P. 462–476.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

УДК 550.422

О ПРИМЕНЕНИИ ПРОКСИ-МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ

© 2023 г. Е. О. Дубинина^а, *, Л. Я. Аранович^а

^а Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: elenadelta@inbox.ru

Поступила в редакцию 25.10.2022 г.

После доработки 23.12.2022 г.

Принята к публикации 18.02.2023 г.

Рассмотрены проблемы, связанные с применением кварца и циркона в качестве прокси-минералов для реконструкции величины $\delta^{18}\text{O}$ в кислых расплавах. Поправки $\Delta(Qz-R)$ и $\Delta(R-Zrn)$, которые необходимы для реконструкции, зависят от минерального состава породы и температуры закрытия изотопной системы кислорода прокси-минерала (T_q , T_z – температуры закрытия кварца и циркона соответственно). Оценка критериев применимости кварца проведена с помощью уравнения для расчета $\Delta(Qz-R)$, в котором учитывается T_q и минеральный состав породы. На примере лейкогранит-порфиров массива Раумид (Южный Памир) показано, что данная поправка может быть аппроксимирована постоянной величиной только при соблюдении ряда условий. Для оценки $\Delta(R-Zrn)$ предложен подход, состоящий в расчете средневзвешенного коэффициента фракционирования при T_z , независимо определяемой с помощью циркониевого термометра. На примере лейкогранитов Омсукчанского прогиба показано, что для одних и тех же пород данная поправка варьирует от 1.3 до 1.9‰, в отличие от величины $\Delta(R-Zrn) = 2.1‰$, определяемой зависимостью от содержания SiO_2 (Lackey et al., 2008). Проанализированы преимущества и ограничения применения кварца и циркона в качестве прокси-минералов.

Ключевые слова: прокси-минералы, изотопный состав кислорода, $\delta^{18}\text{O}$, кварц, циркон, ретроградный изотопный обмен, граниты, фенокристы, лавы, риолиты, диффузия, лейкограниты

DOI: 10.31857/S0869590323060080, **EDN:** FLV LMS

ВВЕДЕНИЕ

Необходимость в реконструкции величины $\delta^{18}\text{O}$ расплавов по изотопному составу кислорода прокси-минерала (этим термином в статье обозначены минералы-индикаторы природы материнских расплавов) возникает при решении целого ряда петрологических задач (см. соответствующие обзоры, например, Bindeman, 2008; Valley, 2003; Valley et al., 2005). В случае основных и ультраосновных расплавов в качестве прокси-минерала используют фенокристы оливина (например, Eiler et al., 2011, 1996; Gurenko, Chaussidon, 2002), справедливо полагая, что при низкой скорости диффузии кислорода этот минерал фиксирует наиболее ранний изотопный состав материнского расплава. Дальнейшие процессы, связанные со становлением магматического тела, могут привести к изменению величины $\delta^{18}\text{O}$ расплава, но оливин свидетельствует о ранних стадиях жизни магматической системы.

При кристаллизации кислых расплавов, например риолитов или гранит-порфиров, породообразующих минералов с низкой скоростью диффузии не образуется. Хорошим прокси-минералом для оцен-

ки природы протолита или материнского расплава в них может считаться циркон, имеющий минимальные скорости диффузии многих компонентов, в том числе кислорода (Watson, Cherniak, 1997; Farver, 2010). Однако этот минерал не является породообразующим и часто имеет более сложную природу, чем порода, в которой он встречается. Кроме того, трудно провести анализ большого количества вещества и надежно оценить гомогенность изотопного состава циркона, а также точную принадлежность всех анализируемых зерен к исследуемому магматическому процессу. Тем не менее изучение циркона как минерала, отражающего эволюцию источников кислых пород, становится все более распространенным (например, Colón et al., 2018; Pietranik et al., 2013; Kitajima et al., 2012). Вторым прокси-минералом в отношении изотопного состава кислорода кислых расплавов условно можно считать кварц, хотя для него характерны значительные скорости диффузии кислорода (Farver, 2010; Dennis, 1984a, 1984b). Эти скорости являются наименьшими среди минералов гранитной ассоциации, и кварц условно можно назвать устойчивым, чем другие минералы кислых пород. Необ-

ходимо иметь в виду, что скорости диффузии кислорода в кварце ощутимы, и величина $\delta^{18}\text{O}(Qz)$ может измениться, например, при внешнем флюидном воздействии или реакционной контаминации расплава (например, Дубинина и др., 2010). Однако главным процессом, приводящим к изменению величины $\delta^{18}\text{O}(Qz)$ в кислых породах, является ретроградный изотопный обмен (Giletti, 1986; Harris et al., 1997; Jenkin et al., 1994; Kohn, Valley, 1998), который протекает от момента кристаллизации минерала до температуры закрытия его изотопной системы кислорода (T_q). Этот процесс минимально проявлен в фенокристах быстро остывающих кислых лав, и максимально – в минералах полнокристаллических пород. Ретроградный обмен может быть проигнорирован только в первом случае, но при этом должна быть уверенность в том, что величина $\delta^{18}\text{O}(Qz)$ не была изменена в более позднем процессе. Например, прямым указанием на процесс позднего флюидного воздействия является пониженная величина $\delta^{18}\text{O}$ в других, менее «стойких» минералах породы – *Pl* или *Kfs*. Признаком реакционной контаминации могут служить неравновесные соотношения между минералами-фенокристами и основной массой породы (Дубинина и др., 2010). Однако эти наблюдения возможны лишь в случае, когда кроме кварца исследуются остальные минералы в породе и реконструкция, проведенная только по величине $\delta^{18}\text{O}(Qz)$, даже с использованием поправок, может быть ошибочной.

Для реконструкции величины $\delta^{18}\text{O}$ кислых расплавов с использованием в качестве прокси-минералов кварца и(или) циркона необходимо знать $\Delta(Qz-R)$ и $\Delta(R-Zrn)$ – равновесного изотопного сдвига кислорода между этими минералами и породой, подходам к оценке которых посвящена настоящая работа.

Для кварца в литературе существует два варианта поправок $\Delta(Qz-R)$. Первый – как постоянная величина (1‰ для кварцевых порфиров и 2‰ для крупнозернистых гранитов), предложенная в (Harris et al., 1997). Эта поправка учитывает только «эффект остывания» гранитоидных пород. Ее использование позволяет вычислить по известной величине $\delta^{18}\text{O}(Qz)$ изотопный состав кислорода исходной кислой породы в момент ее кристаллизации. Применение этой поправки предполагает, что изотопная система кислорода кварца не нарушалась после закрытия. Поправка является эмпирической и не принимает в расчет ни минеральный состав породы, ни температуру закрытия минералов, которая зависит не только от размера зерен минералов, но и от обстановки, в которой остывает порода.

Второй вариант поправки $\Delta(Qz-R)$ предложен для быстро остывающих кислых лав (Bindeman et al., 2004; Bindeman, 2008). Поправка представляет

изотопный сдвиг кислорода между кварцем и расплавом(породой) при температуре кристаллизации фенокристов, которая оценивается, исходя из содержания в породе SiO_2 и щелочей. Порода аппроксимируется набором нормативных минералов, для которых рассчитывается средневзвешенный коэффициент фракционирования по отношению к кварцу. Данная поправка $\Delta(Qz-R)$ не подразумевает субсолидусного изотопного обмена при остывании породы. Кроме того, при высоких температурах формирования фенокристов кварца, эта поправка не является большой. Например, для риолитов Охотско-Чукотского вулканического пояса она являлась постоянной (0.45‰, Акинин, Биндеман, 2021). В данном подходе критичным является вопрос изотопного равновесия кислорода между фенокристами кварца и матриксом (Bindeman et al., 2008; Дубинина и др., 2020).

Для циркона предлагался только один вариант реконструкции, основанный на зависимости поправки $\Delta(R-Zrn)$ от содержания SiO_2 в породе (Lackey et al., 2008). Эта зависимость была установлена эмпирическим путем, хотя очевидно, что содержание кремнекислоты в расплаве или в породе не может быть единственным контролирующим фактором для изотопного фракционирования в системе *Zrn*–расплав (или порода).

Мы провели теоретическую оценку $\Delta(Qz-R)$ и $\Delta(R-Zrn)$ и рассмотрели факторы, которые на них влияют. Эффективность данных поправок в сравнении с имеющимися в литературе мы проверили на конкретных примерах, чтобы понять стратегию применения кварца и циркона в качестве прокси-минералов для реконструкции величины $\delta^{18}\text{O}$ кислых расплавов.

ОЦЕНКА ИЗОТОПНОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ КИСЛОРОДА МЕЖДУ КВАРЦЕМ И ОСТАЛЬНЫМИ МИНЕРАЛАМИ ГРАНИТНОЙ ПОРОДЫ

Среди породообразующих минералов остывающей породы изотопная система кислорода кварца закрывается первой (при T_q). До этого момента на величину $\delta^{18}\text{O}(Qz)$ влияет изотопный состав кислорода всех остальных минералов породы (Giletti, 1986; Kohn, Valley, 1998; Farquhar et al., 1993), и это влияние тем сильнее, чем ниже T_q . Допустим, что T_q нам известна, а изотопная система кислорода породы не была нарушена более поздними событиями. В этом случае можно применить подход, основанный на термометрических уравнениях и условии материального баланса для конкретного домена породы (например, Jenkin et al., 1994; Farquhar et al., 1993). Мы допускаем упрощенный порядок закрытия изотопной системы кислорода минералов гранитной породы: $Qz \rightarrow Bt \rightarrow (P)$, где *P* – калиевый полевой шпат и плагиоклаз, рас-

смаатриваемые как единая минеральная фаза. Объединение *Kfs* и *Pl* в единую фазу для большинства кислых пород вполне обосновано. При составе плагиоклаза, близком к альбиту (An_{10-20}), изотопное фракционирование между *Kfs* и *Pl* проявлено слабо и соизмеримо с погрешностью изотопного анализа (в интервале 400–800°C оно составляет $\approx 0.3\%$ для $Pl(An_{20})$ и $\approx 0.2\%$ для $Pl(An_{10})$, Chacko et al., 2001; Vho et al., 2020). Кроме того, для *Kfs* и *Pl* характерны близкие скорости диффузии кислорода, т.е. их температуры закрытия также должны быть близки при близких размерах кристаллов. Мы также используем упрощенный вид зависимости коэффициента фракционирования от температуры ($\Delta \approx 10^3 \text{Ln}\alpha(a-b) = A_{a-b} \times 10^6 T^{-2}$), который обычно применяется для описания магматических процессов (Valley, 2001; Chacko et al., 2001). Наконец, мы допускаем, что в области температуры закрытия изотопной системы кислорода минералов переходная зона минимальна или отсутствует (Valley, 2001), т.е. величины T_q , T_b и T_p (температуры закрытия кварца, биотита и полевых шпатов соответственно) – это минимальные значения температуры, при которых минерал находится в изотопном равновесии с остальными минералами с открытой изотопной системой кислорода. Поскольку до момента достижения породой температуры T_q все ее минералы находятся в изотопном равновесии друг с другом, изотопные сдвиги между полевыми шпатами и биотитом, а также между кварцем и полевыми шпатами при T_q составят:

$$\Delta_{p-b}^q = A_{p-b} \times 10^6 T_q^{-2}$$

и

$$\Delta_{q-p}^q = A_{q-p} \times 10^6 T_q^{-2}, \quad (2)$$

где индексы *q*, *b* и *p* обозначают кварц, биотит и полевые шпаты, а величины A_{p-b} и A_{q-p} – коэффициенты в соответствующих термометрических уравнениях ($10^3 \text{Ln}\alpha(a-b) = A_{a-b} \times 10^6 T^{-2}$). Равенства (2) можно объединить, исключив из них T_q :

$$\frac{\Delta_{p-b}^q}{A_{p-b}} = \frac{\Delta_{q-p}^q}{A_{q-p}} \quad \text{и} \quad \Delta_{p-b}^q = \Delta_{q-p}^q \frac{A_{p-b}}{A_{q-p}}. \quad (3)$$

Баланс масс для кислорода породы, состоящей из трех минералов (*q* – *Qz*, *b* – *Bt* и *p* – (*Kfs* + *Pl*)), имеет вид:

$$\delta_R = X_q \delta_q + X_b \delta_b + X_p \delta_p, \quad (4)$$

где X_q , X_b , X_p – доля кислорода породы, приходящая на каждый из минералов ($X_q + X_b + X_p = 1$). Для ее расчета необходимо учесть стехиометрический коэффициент $k(i)$ (массовую долю кислорода в формуле минерала). Например, для кварца

($k(q) = 0.53$), массовая доля которого в породе равна $x(q)$, можно записать:

$$X_q = k(q) x(q) / [k(q) x(q) + k(b) x(b) + k(p) x(p)].$$

δ_q в уравнении (4) соответствует измеренной величине $\delta^{18}\text{O}(Qz)$. Изотопный состав кислорода остальных минералов при T_q составит:

$$\delta_b = \delta_p - (\Delta_{p-b}^q)_{T_q} = \delta_q - (\Delta_{q-p}^q)_{T_q} - (\Delta_{p-b}^q)_{T_q} \quad (5)$$

и $\delta_p = \delta_q - (\Delta_{q-p}^q)_{T_q}$.

Подставив (2), (4) и (5) в уравнение (3), после преобразований получаем выражение для изотопного состава кислорода всей породы:

$$\delta_R = \delta_q - (\Delta_{q-p}^q)_{T_q} \left(X_p + X_b \left(1 + \frac{A_{p-b}}{A_{q-p}} \right) \right), \quad (6)$$

из которого можно выразить $\Delta(Qz-R)$:

$$\Delta(Qz-R) = \delta_q - \delta_R = (\Delta_{q-p}^q)_{T_q} \left(X_p + X_b \left(1 + \frac{A_{p-b}}{A_{q-p}} \right) \right). \quad (7)$$

Уравнение (7) показывает, что величина $\Delta(Qz-R)$ не является постоянной, а зависит от двух факторов: температуры закрытия изотопной системы кислорода кварца, T_q , и пропорций остальных породообразующих минералов – биотита и полевых шпатов. Роль последнего фактора иллюстрируется расчетом, приведенным на рис. 1а–1г. Расчет проведен при варьирующей доле кварца в породе (X_q от 0.05 до 0.5) для двух вариантов соотношения полевых шпатов и биотита: с фиксированным X_b при переменном X_p (рис. 1а, 1б) и с фиксированным отношением $X_p : X_b$ (рис. 1в, 1г). При расчете были заданы два варианта температуры: 900°C и 600°C, т.е. были воспроизведены условия, близкие к закалке изверженного кислого расплава (при 900°C, рис. 1а, 1в) и условия ретроградного остывания до $T_q = 600^\circ\text{C}$ гранитного интрузива (рис. 1б, 1г). Необходимо отметить, что T_q во многих случаях может опускаться до 400°C и ниже, в зависимости от размера зерен кварца и скорости остывания породы (Dodson, 1973). Для сравнения на диаграммы рис. 1 нанесены величины поправок для кварцевых порфиров ($\Delta(Qz-R) \approx 1\%$, Harris et al., 1997) и для кислых лав ($\Delta(Qz-R) \approx 0.45\%$, Bindeman et al., 2004; Акинин, Биндеман, 2021).

Рассчитанная величина $\Delta(Qz-R)$ для $T_q = 900^\circ\text{C}$ (т.е. при закалке кислого расплава) может оказаться близкой как к поправке для кварцевых порфиров, так и к поправке для кислых лав, в зависимости от содержания кварца в породе. Повышение содержания биотита в породе также увеличивает значение величины $\Delta(Qz-R)$. При более

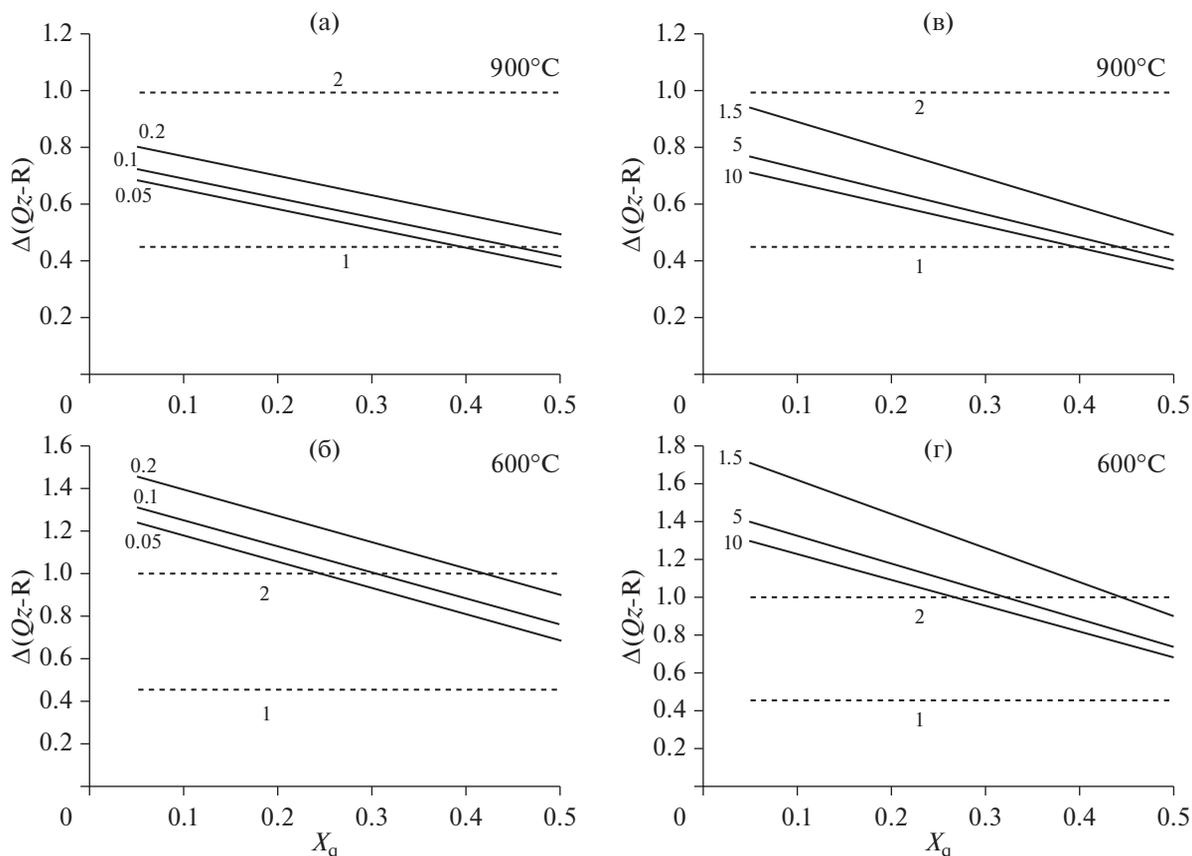


Рис. 1. Величины изотопного сдвига между кварцем и гранитоидной породой $\Delta(Qz-R)$ при $T_q = 900^\circ C$ (а, в) и при условии ретроградного остывания до $T_q = 600^\circ C$ (б, г). Пунктиры 1 и 2 – величины постоянных поправок для кислых лав (Bindeman et al., 2004) и для кварцевых порфиров (Harris et al., 1997) соответственно. Варианты соотношений биотита и полевых шпатов, принятые в расчетах: (а, б) – содержание биотита принималось постоянным ($X_b = 0.05, 0.1$ и 0.2 – цифры около линий), величина X_p убывала в соответствии с ростом X_q ; (в, г) – постоянным задавалось соотношение содержаний полевых шпатов и биотита ($X_p : X_b = 1.5, 5, 10$ – цифры около линий).

низкой температуре значение устойчиво превышает поправку для кислых лав и варьирует между поправками на остывание для крупнозернистых гранитов и кварцевых порфиров (1–2‰, Harris et al., 1997). Таким образом, минеральный состав породы необходимо учитывать при оценке $\Delta(Qz-R)$: например, если это породы с высоким содержанием биотита и низким содержанием кварца, поправка должна быть более высокой, чем для типичных лейкогранитов и пород с высоким содержанием кварца.

Безусловно, на $\Delta(Qz-R)$ влияет и температура закрытия изотопной системы кислорода кварца. Для иллюстрации влияния T_q выбрано несколько фиксированных составов кислой породы (при $X_q = 0.3$, $X_b = 0.05, 0.1$ и 0.2), для которых проведен расчет при вариации T_q от 1000 до $400^\circ C$ (рис. 2). Этот расчет иллюстрирует, что в при высоких значениях T_q ($\approx 900^\circ C$ и выше) $\Delta(Qz-R)$ близка к поправке для кислых лав (Bindeman et al., 2004), а в области $T_q \approx 500$ – $600^\circ C$ она находится на уровне

значений поправки для кварцевых порфиров (Harris et al., 1997) и стремится к поправке для крупнозернистых гранитов (2‰) при еще более низкой температуре закрытия изотопной системы кислорода кварца. В целом $\Delta(Qz-R)$ возрастает с падением T_q , и это означает, что для реконструкции составов медленно остывающих гранитных тел необходимо иметь оценки T_q .

Ясно, что использование постоянной поправки $\Delta(Qz-R)$ на основе внешней характеристики породы (например, риолит или порфировый гранит), не является вполне корректным, даже если изотопная система породы не была нарушена. Тем не менее $\Delta(Qz-R)$ в реальных породах может варьировать довольно слабо, и в пределах условной точности проводимых оценок ее можно принимать постоянной. Это связано с двумя факторами: 1) пропорции порообразующих минералов в однотипных кислых породах варьируют в ограниченных пределах и 2) коэффициенты изотопного фракционирования кислорода между кварцем и полевыми шпатами, в основном опре-

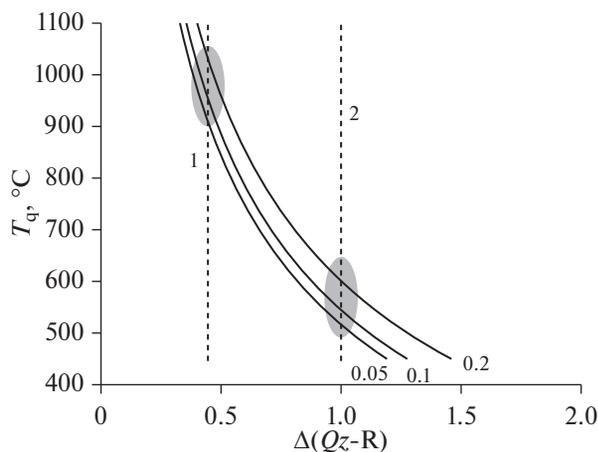


Рис. 2. Величины изотопного сдвига между кварцем и гранитоидной породой при изменении температуры закрытия кварца (T_q). Пунктиры 1 и 2 – величины постоянных поправок для кислых лав (Bindeman et al., 2004) и для кварцевых порфиров (Harris et al., 1997) соответственно. Во всех расчетах в породах было фиксированное содержание кварца ($X_q = 0.3$), остальные минералы варьировали при $X_b = 0.05, 0.1$ и 0.2 ; $X_p = 0.65, 0.6$ и 0.5 соответственно. Цифры около расчетных кривых – доля биотита в породе (X_b).

деляющие $\Delta(Qz-R)$, слабо зависят от температуры. Таким образом, оба фактора, формально влияющие на поправку $\Delta(Qz-R)$, могут оказаться не столь критичными, и эмпирический подход применения постоянной поправки может быть вполне оправданным. Однако любые поправки, постоянные или нет, справедливы только при условии, что изотопная система кислорода кварца не была нарушена после закрытия. Случай отсутствия таких нарушений иллюстрируется примером эоценовых лейкогранит-порфиров массива Раумид.

Пример 1: лейкогранит-порфиры массива Раумид

Данные породы формируют многофазный (8 фаз внедрения) массив эоценового возраста (35.5 ± 0.9 млн лет, Костицын и др., 2007а; Волков и др., 2016), расположенный на Южном Памире. Геологическое описание массива можно найти в ряде работ (Волков, Негрей, 1974; Костицын и др., 2007б; Волков и др., 2016). Нами изучались петрологические, геохимические и изотопно-кислородные характеристики пород массива Раумид (Дубинина и др., 2023а). На основе наших данных и работ других авторов было установлено, что породы массива Раумид не испытали никаких внешних влияний, кроме довольно сложной схемы остывания, обусловленной многофазным становлением плутона. Величина $\delta^{18}O$ кварца и породы изменяется синхронно от фазы к фазе внедрения (рис. 3а), при этом значения $\Delta(Qz-R)$ варьируют от 0.73 до 1.17‰ (рис. 3б). В основном эти вариации отра-

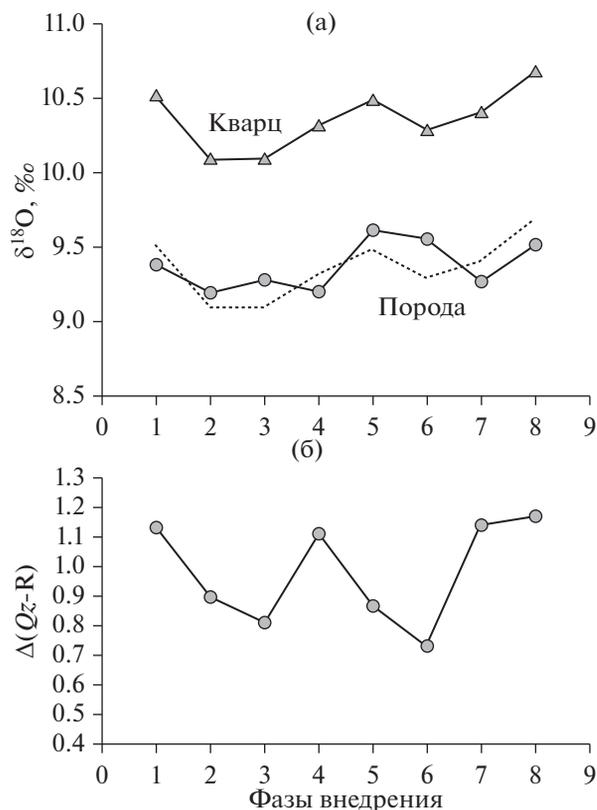


Рис. 3. Изотопный состав кислорода кварца и валовых проб лейкогранит-порфиров массива Раумид (а) и наблюдаемая величина $\Delta(Qz-R)$ (б). Пунктир на рисунке (а) – расчет $\delta^{18}O(R)$ с использованием постоянной поправки для кварцевых порфиров ($\Delta(Qz-R) = 1‰$, Harris et al., 1997).

жают разные температуры закрытия кварца, так как минеральный состав пород всех фаз внедрения почти одинаков. В среднем наблюдаемая $\Delta(Qz-R)$ составляет $0.98 \pm 0.2‰$, что очень близко к поправке на эффект остывания порфировых гранитов (1‰, Harris et al., 1997), поэтому реконструкция величины $\delta^{18}O(R)$ с постоянной поправкой 1‰ дает результаты, очень близкие к измеренным величинам $\delta^{18}O$ лейкогранит-порфиров массива Раумид (пунктирные линии на рис. 4). Безусловно, причиной такого совпадения является отсутствие более позднего внешнего воздействия на породы массива Раумид и близость их минерального состава к типичным лейкогранитам, для которых вводились поправки в работе (Harris et al., 1997). В данном случае кварц прекрасно работает как прокси-минерал.

Второй пример иллюстрирует ошибочность реконструкции состава исходных пород (или расплавов) с применением кварца из-за того, что породы были изменены под воздействием изотопно-легкого флюида.

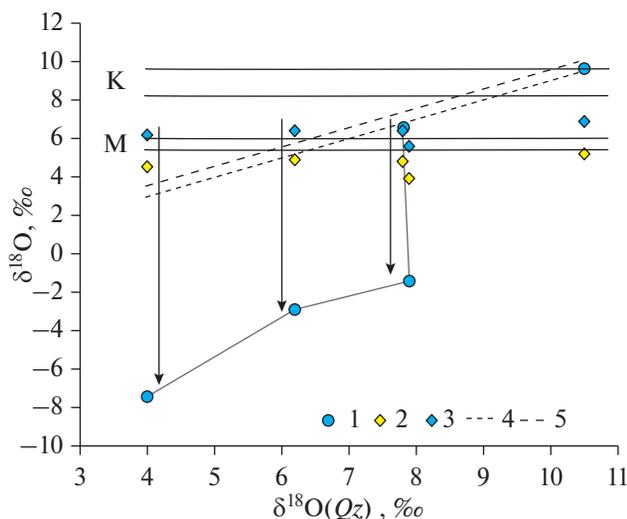


Рис. 4. Изотопный состав кислорода циркона и валовых проб позднемеловых лейкогранитов Омсукчанского прогиба относительно изотопного состава кислорода кварца. 1 – валовые пробы породы; 2 – циркон; 3 – исходный состав кислых расплавов, реконструированный с использованием $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ и поправки, вычисленной по содержанию Zr в породе (см. текст). Пунктиры 4, 5 – реконструкции исходного состава кислых расплавов с использованием $\delta^{18}\text{O}(\text{Qz})$ и постоянных поправок для кислых лав (Bindeman et al., 2004) и кварцевых порфиров (Harris et al., 1997) соответственно. Горизонтальные поля: М – мантийные расплавы, К – усредненный состав континентальной коры (Simon, Lécuyer, 2005). Стрелки – направление изотопного сдвига в валовом изотопном составе породы за счет воздействия изотопно-легкого флюида.

Пример 2: лейкограниты Омсукчанского прогиба

Лейкограниты (невадиты) позднемелового возраста распространены в пределах Омсукчанского прогиба (Северо-Восток России), в том числе в районе многочисленных рудных месторождений и рудопроявлений, они обрамляют структуру рудного поля Дукат (Константинов и др., 1998; Стружков, Константинов, 2005; Банникова, 1990; Дубинина и др., 2019; Филимонова и др., 2014). По нашим данным (Дубинина и др., 2023б), активное воздействие на эти породы изотопно-легкого флюида можно считать доказанным (рис. 4): величина $\delta^{18}\text{O}$ валовых проб лейкогранитов опускается до значительных отрицательных значений (менее -7‰). В основном изотопное облегчение касается полевого шпата, но оказалось, что процесс флюидного воздействия затронул также изотопные системы кварца и даже циркона (Дубинина и др., 2023б). Значения $\delta^{18}\text{O}(\text{Qz})$ понижаются от $10\text{--}10.5$ до 4‰ по мере обеднения пород тяжелым изотопом кислорода, значения $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ слабо варьируют в пределах $5.2\text{--}3.9\text{‰}$, тем не менее закономерно снижаясь по мере изотопного облегчения породы в целом. Реконструкция исходного

изотопного состава кислорода пород с использованием $\delta^{18}\text{O}(\text{Qz})$ и любых постоянных (и непостоянных) поправок дают широкий интервал $\delta^{18}\text{O}(\text{R})$ от 3 до 10‰ , что указывает на наличие разных источников кислых расплавов: как обедненных, так и обогащенных изотопом ^{18}O . Однако этот вывод, по-видимому, преждевременный, поскольку он строится исключительно на значениях величины $\delta^{18}\text{O}$ кварца, изотопная система которого явно нарушена.

Величину $\delta^{18}\text{O}(\text{R})$ можно попытаться реконструировать с использованием другого прокси-минерала – циркона, более устойчивого к процессам диффузионного изотопного обмена, чем кварц (Watson, Cherniak, 1997; Farver, 2010), и не нуждающегося в связи с этим в поправке на остывание. Основное условие для применения циркона в качестве прокси-минерала состоит в том, что циркон не должен быть ксеноморфным, а также гидротермально измененным. В лейкогранитах Омсукчанского прогиба циркон был гидротермально изменен, но в небольшой степени (максимальное снижение величины $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ не более 1.3‰). Возможно, это произошло при частичной перекристаллизации *Zrn* в присутствии флюида (Дубинина и др., 2023б). По этой причине наша реконструкция по циркону будет иметь приблизительный характер. Однако измеренная величина $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ даже в частично измененном цирконе указывают на нормальный источник магм, однородный для всех изученных пород (Valley, 2003; Fu et al., 2014). Ниже мы рассмотрим подход к реконструкции $\delta^{18}\text{O}(\text{R})$, когда в качестве прокси-минерала используется циркон, для чего проведем оценку изотопного сдвига $\Delta(\text{R-Zrn})$ между цирконом и гранитной породой (или расплавом).

ОЦЕНКА ИЗОТОПНОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ КИСЛОРОДА МЕЖДУ ЦИРКОНОМ И ОСТАЛЬНЫМИ МИНЕРАЛАМИ ГРАНИТНОЙ ПОРОДЫ

Циркон не является порообразующим минералом, и в отношении изотопной системы кислорода, как правило, закрывается раньше, чем относительно устойчивый кварц. Таким образом, как кварц, так и все остальные порообразующие минералы будут влиять на $\Delta(\text{R-Zrn})$ ($=\delta^{18}\text{O}(\text{R}) - \delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$). В отличие от кварца, коэффициент фракционирования между цирконом и главными минералами кислых пород выше и сильнее зависит от температуры (Vho et al., 2019; Valley, 2003). Следовательно, вариации в содержании порообразующих минералов должны более значительно влиять на $\Delta(\text{R-Zrn})$, чем $\Delta(\text{Qz-R})$. Это ставит под вопрос правомерность использования постоянной величины $\Delta(\text{R-Zrn})$, в отличие от $\Delta(\text{Qz-R})$, и диктует необходимость индивидуальной оценки это-

го параметра для каждой породы или группы пород. Для данной цели предлагалось упрощенное эмпирическое уравнение, в котором величина поправки между цирконом и расплавом определяется содержанием SiO_2 в породе (Lackey et al., 2008).

Мы предлагаем рассчитывать $\Delta(R\text{-}Zrn)$ как средневзвешенный коэффициент фракционирования между цирконом и породообразующими минералами гранитной породы – Qz , Bt , Kfs и Pl (рис. 5). В качестве примера мы провели расчет зависимости $\Delta(R\text{-}Zrn)$ от температуры для трех вариантов пород, в которых варьирует соотношение указанных минералов (см. подпись под рис. 5). Коэффициенты термометрических уравнений для системы кварц–минерал, которые применялись в расчете и суммированы в табл. 1, были заимствованы из согласованной базы (Vho et al., 2019). Кроме данных коэффициентов для оценки $\Delta(R\text{-}Zrn)$, необходимо знать температуру закрытия циркона. Имеющийся вариант оценки $\Delta(R\text{-}Zrn)$ по (Lackey et al., 2008) косвенно подразумевает температурный фактор, поскольку он опирается на степень насыщения породы кремнеземом ($\Delta(R\text{-}Zrn) = 0.0612\text{SiO}_2 - 2.50$). По этому уравнению для лейкогранитов Омсукчанского прогиба ($\text{SiO}_2 \approx 75$ мас. %) $\Delta(R\text{-}Zrn) = 2.1\%$. Чтобы сравнить это значение с расчетом средневзвешенных коэффициентов фракционирования, достаточно рассчитать из нормативного минерального состава содержание SiO_2 в породе (на рис. 5 они указаны для каждого из вариантов расчета). Минеральному составу лейкогранитов Омсукчанского прогиба соответствует расчетная линия 3 на рис. 5, и поправка, равная 2.1% , соответствует на этой линии температуре закрытия циркона, $T_z \approx 650^\circ\text{C}$. Насколько реальна эта температура, можно только предполагать, но на рис. 5 видно, что значения T_z , вычисленные для остальных вариантов пород ($\text{SiO}_2 \approx 63$ и 70 мас. %), также близки к 650°C . Трудно представить, что в породах, существенно различающихся по содержанию кремнезема и минеральному составу, температура закрытия циркона остается постоянной.

Очевидно, что требуется независимая оценка T_z и, в отличие от кварца, циркон предоставляет такую возможность. Например, можно использовать циркониевый термометр, позволяющий оценить температуру насыщения расплава цирконом (Watson, Harrison, 1983; Boehnke et al., 2013; Borisov, Aranovich, 2019) и фиксирующий момент кристаллизации циркона из расплава. При крайне низкой скорости диффузии кислорода в цирконе оценка температуры по циркониевому термометру должна быть близка к T_z . Данный подход был применен нами к оценке T_z для лейкогранитов Омсукчанского прогиба. Согласно содержанию Zr (120–300 ppm) и петрогенных оксидов в этих породах (Филимонова и др., 2014), значения

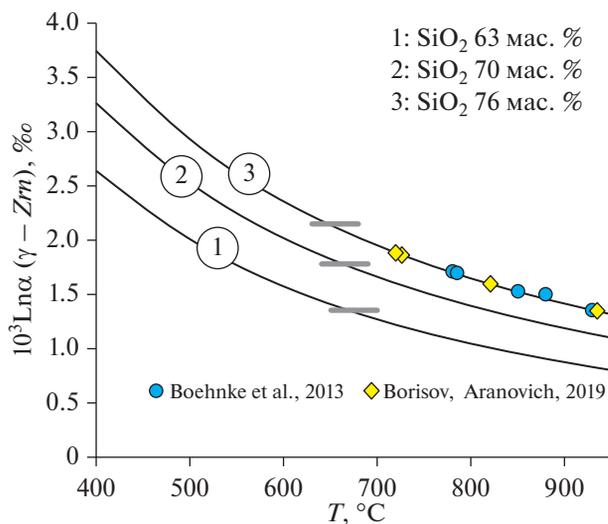


Рис. 5. Средневзвешенный коэффициент фракционирования изотопов кислорода между гранитной породой и цирконом в зависимости от температуры. По оси ординат: α – коэффициент фракционирования, γ – гидротермально измененный циркон. Линии 1–3 рассчитаны для следующих составов пород: 1 – $X_q = 0.1$, $X_{Pl}, An_{20} = 0.3$, $X_{Kfs} = 0.4$, $X_b = 0.2$, $\text{SiO}_2 \approx 63$ мас. %; 2 – $X_q = 0.35$, $X_{Pl}, An_{20} = 0.2$, $X_{Kfs} = 0.4$, $X_b = 0.05$, $\text{SiO}_2 \approx 70$ мас. %; 3 – $X_q = 0.2$, $X_{Pl}, An_{15} = 0.15$, $X_{Kfs} = 0.35$, $X_b = 0.1$, $\text{SiO}_2 \approx 76$ мас. %. Горизонтальные линии – изотопный сдвиг между цирконом и породой, рассчитанный по содержанию SiO_2 (Lackey et al., 2008). На линии 3 отмечены оценки температуры по циркониевому термометру (варианты расчета по уравнениям Boehnke et al., 2013; Borisov, Aranovich, 2019) для одних и тех же образцов лейкогранитов Омсукчанского прогиба (см. текст).

T_z варьируют от 780 до 930°C по уравнению (Boehnke et al., 2013) или от 726 до 934°C по уравнению (Borisov, Aranovich, 2019). В зависимости от выбора термометра величина $\Delta(R\text{-}Zrn)$, вычисляемая по расчетной кривой 3, варьирует в одних и тех же образцах от 1.36 до 1.71% либо от 1.35 до 1.88% , соответственно. Эти оценки заметно от-

Таблица 1. Коэффициенты в термометрическом уравнении $10^3 \ln \alpha(Qz\text{-}минерал) = A \times 10^6 T^{-2} + B \times 10^3 T^{-1}$, на основе которых проведены расчеты*

Минеральная пара	A	B
$Qz\text{-}Zrn$	1.56	1.23
$Qz\text{-}Kfs$	0.19	1.08
$Qz\text{-}Bt$	0.90	2.67
$Qz\text{-}Ab^{**}$	0.33	0.53
$Qz\text{-}An^{**}$	0.71	1.13

* Коэффициенты из согласованной базы (Vho et al., 2019); ** для расчета $A(Qz\text{-}Pl)$ и $B(Qz\text{-}Pl)$ используется доля анортита (X_{An}) в плагиоклазе: $A(Qz\text{-}Pl) = X_{An} \times A(Qz\text{-}An) + (1 - X_{An}) \times A(Qz\text{-}Ab)$; $B(Qz\text{-}Pl) = X_{An} \times B(Qz\text{-}An) + (1 - X_{An}) \times B(Qz\text{-}Ab)$.

личаются от поправки, вычисляемой по содержанию SiO_2 в данных породах ($\approx 2.1\%$, Lackey et al., 2008), с ростом температуры это отличие достигает 0.8% (рис. 5).

Исходные оценки $\delta^{18}\text{O}(\text{R})$ расплавов, реконструированные с применением вышеуказанных величин $\Delta(\text{R}-Zrn)$, составляют узкий диапазон от 5.6 до 6.9% (рис. 5), который соответствует нормальным в отношении $\delta^{18}\text{O}$ расплавам и занимает положение между мантийными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (5.7 ± 0.3 , Taylor, Sheppard, 1986) и интервалом, принимаемым для средней континентальной коры ($8.9 \pm 0.7\%$, Simon, Lescuyer, 2005). Нужно отметить, что полученные оценки $\delta^{18}\text{O}(\text{R})$ для лейкогранитов Омсукчанского прогиба могут быть немного занижены (не более чем на 1.3%), поскольку оценки $\delta^{18}\text{O}(Zrn)$ в данных лейкогранитах могли быть гидротермально изменены в процессе мощного воздействия флюида метеорного происхождения (Дубинина и др., 2023б). Тем не менее полученные оценки $\delta^{18}\text{O}(\text{R})$ позволяют отнести механизм генерации расплавов лейкогранитов Омсукчанского прогиба к обычному взаимодействию мантийных расплавов с континентальной корой, и не требуют участия каких-либо иных экзотических высоко- или низко- $\delta^{18}\text{O}$ источников расплавов.

Пример лейкогранитов Омсукчанского прогиба показывает, что, если бы мы использовали подход с изучением одного “сквозного” минерала (например, кварца; Акинин, Биндеман, 2021), мы пришли бы к ошибочным выводам о природе источника расплавов. Применение циркона как прокси-минерала может дать более надежные результаты особенно, если учесть возможность независимой оценки T_z . Кроме циркониевого термометра могут быть использованы и другие подходы, например оценка T_z по содержанию Ti в цирконе (Trail et al., 2007) или по цирконий-гафниевому геотермометру (Agranovich, Vortnikov, 2018). Безусловно, существуют погрешности, связанные с выбором уравнения для расчета T_z , и, кроме того, для циркона имеются и другие осложняющие факторы. Например, довольно сложно выделить достаточное количество циркона для изотопного анализа кислорода, проводимого методом фторирования с лазерным нагревом (≈ 1 мг). В большинстве случаев величину $\delta^{18}\text{O}(Zrn)$ определяют локальными методами (например, SIMS), и при отдельных определениях по ограниченному числу зерен необходимо быть уверенным, что циркон не является ксеноморфным или реликтовым (Bindeman, 2008). В отличие от кварца, использование постоянных поправок $\Delta(\text{R}-Zrn)$ вряд ли возможно, особенно при значительных вариациях минерального состава породы. Кроме того, величина $\delta^{18}\text{O}(Zrn)$ может быть искажена, хоть и с мень-

шей вероятностью, чем $\delta^{18}\text{O}$ кварца, в процессах гидротермальной перекристаллизации при флюидном воздействии на породы (например, Chen, Zhou, 2017). Наконец, сохранность изотопной системы циркона может нарушаться при метамиктном распаде. Несмотря на все эти сложности, циркон имеет большие перспективы для реконструкций изотопного состава кислорода кислых силикатных расплавов (Lackey et al., 2008).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Расчеты и приведенные примеры показывают, что применение кварца в качестве прокси-минерала имеет ряд серьезных ограничений. Оно возможно только в случае, если есть уверенность в том, что изотопная система минерала не была нарушена более поздними событиями. Для обычных гранитоидов и пород, остывающих с определенной (не мгновенной) скоростью, наиболее точной будет реконструкция, в которой учтены минеральный состав породы и температура закрытия изотопной системы кварца. В этом случае величина изотопного сдвига $\Delta(Qz-R)$ между кварцем и конкретной породой может быть вычислена по уравнению (7). При слабо варьирующем минеральном составе пород, близких по структуре и скоростям остывания, вполне возможно применение постоянной поправки на эффект остывания для порфировых и крупнозернистых гранитов (Harris et al., 1997). Величину этой поправки можно скорректировать для пород с минеральным составом, сильно отличающимся от стандартного гранита. Поправка, предлагаемая для кислых лав (Bindeman et al., 2004), может применяться только к фенокристам минералов, для которых доказано отсутствие ретроградного изотопного обмена и отсутствие нарушений их изотопной системы кислорода. Это требование справедливо для любых минералов с заметными скоростями диффузии (кварца, полевых шпатов, слюд).

Признаки нарушения изотопной системы кварца в породе — это не только отсутствие равновесных соотношений между величинами $\delta^{18}\text{O}$ ее минералов (что может быть просто результатом остывания), но и наличие корреляции величины $\delta^{18}\text{O}$ между измененными минералами. Для установления факта возможных нарушений могут быть проведены дополнительные петрологические, геохимические и изотопные исследования. Например, для гранитов хорошим индикатором флюидного воздействия является измененная величина $\delta^{18}\text{O}$ полевых шпатов, поскольку эта группа минералов отличается высокими скоростями диффузии кислорода (Farver, 2010) и способностью реагировать с флюидом даже при умеренных температурах (O’Neil, Taylor, 1967; Fiebig, Hoefs, 2002). Таким образом, использовать кварц как прокси-минерал

для реконструкции изотопного состава кислорода исходных пород или расплавов, по-видимому, можно, но с соблюдением целого ряда условий, например, измерения изотопного состава кислорода не только в кварце (подход “сквозного” минерала), но и в породе в целом, а лучше — и в остальных породообразующих минералах, чтобы оценить сохранность изотопной системы кислорода породы в целом и кварца в частности.

Подход “сквозного” минерала часто применяется и к циркону, особенно при исследованиях, проведенных локальными методами (SIMS, SHRIMP), когда анализируется исключительно величина $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ без анализа изотопного состава кислорода самой породы. В этом случае необходимо оценить возможность нарушений изотопной системы кислорода минерала, а также иметь уверенность в том, что циркон не является ксеногенным. В остальном циркон как прокси-минерал имеет хорошие перспективы не только потому, что скорости диффузии кислорода в нем крайне низки, но и потому, что есть возможность независимых оценок температуры кристаллизации магматического циркона (циркониевый термометр, Ti-Zrn термометр). Вероятно, имеет смысл совершенствовать подходы к оценке величины $\Delta(\text{R-Zrn})$ для пород разного состава и разных геодинамических обстановок.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам Б.Г. Покровскому и А.В. Самсонову, замечания которых позволили существенно улучшить работу.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 22-17-00052.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Биндеман И.Н. Вариации изотопного состава кислорода в магмах Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса // Докл. АН. 2021. Т. 499. № 1. С. 26–32.
- Банникова Л.А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990. 207 с.
- Волков В.Н., Негрей Е.В. Стрoение плутона Раумид и проблема становления гранитных интрузивов // Сов. геология. 1974. № 3. С. 46–59.
- Волков В.Н., Шатагин К.Н., Крамчанинов А.Ю. О роли процессов контаминации и гибрицизма при формировании гранитов многофазного Раумидского массива (Памир) по данным изотопного Sm-Nd исследования // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 3. С. 331–334.
- Дубинина Е.О., Носова А.А., Авдеенко А.С., Аранович Л.Я. Изотопная (Sr, Nd, O) систематика высоко-Sr-Ва гранитоидов позднемiocеновых интрузивов района Кавказских Минеральных Вод // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 227–256.
- Дубинина Е.О., Филимонова Л.Г., Коссова С.А. Изотопные ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) характеристики вкрапленной минерализации магматических пород Дукатского рудного поля (Северо-Восток России) // Геология рудн. месторождений. 2019. Т. 61. № 1. С. 39–51.
- Дубинина Е.О., Андреева О.А., Авдеенко А.С. и др. Фракционирование изотопов кислорода в системе фенокрист–расплав: оценка равновесий в щелочных лавах вулкана Чанбайшань (Северо-Восточный Китай) // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 545–560.
- Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н. и др. Высоко фракционированные граниты массива Раумид (Южный Памир): изотопное ($\delta^{18}\text{O}$) и геохимическое изучение // Петрология. 2023а. Т. 31. № 4. С. 349–375.
- Дубинина Е.О., Филимонова Л.Г., Авдеенко А.С. и др. Изотопная система кислорода лейкогранитов Омсукчанского прогиба (СВ России): условия и механизмы взаимодействия флюид–порода // Докл. АН. 2023б, в печати.
- Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золотосеребряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 202 с.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Волков В.Н., Шатагин К.Н. Сравнительные исследования изотопного и элементного состава цирконов и материнских гранитов Раумидского массива // Материалы XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. А.П. Виноградова, Москва, 14–16 ноября 2007 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2007а. С. 51–52.
- Костицын Ю.А., Волков В.Н., Журавлев Д.З. Редкие элементы и эволюция гранитного расплава (на примере Раумидского массива, Ю. Памир) // Геохимия. 2007б. № 10. С. 1057–1069.
- Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса. М.: Научный мир, 2005. 318 с.
- Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В. Минеральные типы зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля и их соотношения с лейкогранитами и эпитеpmальными золото-серебряными рудами (Северо-Восток России) // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 454. № 3. С. 195–221.
- Aranovich L.Y., Bortnikov N.S. New Zr–Hf geothermometer for magmatic zircons // Petrology. 2018. V. 26. P. 115–120.
- Bindeman I.N. Oxygen isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 445–478.
- Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C., Valley J.W. Volcanic arc of Kamchatka: a province with high- $\delta^{18}\text{O}$ magma sources and large-scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depletion of the upper crust // Geochim. Cosmoch. Acta. 2004. V. 68. P. 841–865.
- Bindeman I.N., Gurenko A.A., Sigmarsson O., Chaussidon M. Oxygen isotope heterogeneity and disequilibria of olivine phenocrysts in large volume basalts from Iceland: Evidence for magmatic digestion and erosion of Pleistocene hyaloclastites // Geochim. Cosmoch. Acta. 2008. V. 72. P. 4397–4420.
- Boehnke P., Watson E.B., Trail D. et al. Zircon saturation revisited // Chem. Geol. 2013. V. 351. P. 324–334.

- Borisov A., Aranovich L.* Zircon solubility in silicate melts: new experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // *Chem. Geol.* 2019. V. 510. P. 103–112.
- Chacko T., Cole D.R., Horita J.* Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems // *Stable Isotope Geochemistry. Rev. Mineral. Geochem.* 2001. V. 43. P. 1–81.
- Chen W.T., Zhou M.-F.* Hydrothermal alteration of magmatic zircon related to NaCl-rich brines: diffusion-reaction and dissolution-precipitation processes // *Amer. J. Sci.* 2017. V. 317. P. 177–215.
- Colón D.P., Bindeman I.N., Wotzlaw J.-F. et al.* Origins and evolution of rhyolitic magmas in the central Snake River Plain: insights from coupled high-precision geochronology, oxygen isotope, and hafnium isotope analyses of zircon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. V. 173. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1437-y>
- Dennis P.F.* Oxygen self-diffusion in quartz under hydrothermal conditions // *J. Geoph. Res.* 1984a. V. 89. P. 4047–4057.
- Dennis P.F.* Oxygen self-diffusion in quartz // *Prog. Exp. Petrol. NERC Publ. D.* 1984b. V. 25. P. 260–265.
- Dodson M.I.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 40. P. 259–274.
- Eiler J.M., Valley J.W., Stolper E.M.* Oxygen isotope ratios in olivine from the Hawaii Scientific Drilling Project // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 11807–11813.
- Eiler J.M., Stolper E.M., McCanta M.C.* Intra- and inter-crystalline oxygen isotope variations in minerals from basalts and peridotites // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 7–8. P. 1393–1413.
- Farquhar J., Chacko T., Frost B.R.* Strategies for high-temperature oxygen isotope thermometry: a worked example from the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming, USA // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 117. P. 407–422.
- Farver J.R.* Oxygen and hydrogen diffusion in minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2010. V. 72. P. 447–507.
- Fiebig J., Hoefs J.* Hydrothermal alteration of biotite and plagioclase as inferred from intragranular oxygen isotope- and cation-distribution patterns // *Eur. J. Mineral.* 2002. V. 14. P. 49–60.
- Fu B., Cliff J., Zartman R.E.* Zircon oxygen isotopic constraints from plutonic rocks on the magmatic and crustal evolution of the northern Appalachians in southern New England, USA // *Can. J. Earth Sci.* 2014. V. 51. <https://doi.org/10.1139/cjes-2013-0189>
- Harris C., Faure K., Diamond R.E., Scheepers R.* Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa // *Chem. Geol.* 1997. V. 143. P. 95–114.
- Giletti B.J.* Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 77. P. 218–228.
- Gurenko A.A., Chaussidon M.* Oxygen isotope variations in primitive tholefites of Iceland: evidence from a SIMS study of glass inclusions, olivine phenocrysts and pillow rim glasses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 205. P. 63–79.
- Jenkin G.R.T., Farrow C.M., Fallic A.E., Higgins D.* Oxygen isotope exchange and closure temperatures in cooling rocks // *J. Metamorph. Petrol.* 1994. V. 12. P. 221–215.
- Kitajima K., Ushikubo T., Kita N.T. et al.* Relative retention of trace element and oxygen isotope ratios in zircon from Archean rhyolite, Panorama Formation, North Pole Dome, Pilbara Craton, Western Australia // *Chemical Geol.* 2012. V. 332–333. P. 102–115.
- Kohn M.J., Valley J.W.* Obtaining equilibrium oxygen isotope fractionations from rocks: theory and examples // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 132. P. 209–224.
- Lackey J.S., Valley J.W., Chen J.H., Stockli D.F.* Dynamic magma systems, crustal recycling, and alteration in the Central Sierra Nevada Batholith: the oxygen isotope record // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 7. P. 1397–1426.
- O'Neil J.R., Taylor H.P.J.* The oxygen isotope and cation exchange // *Amer. Mineral.* 1967. V. 52. P. 1414–1437.
- Pietranik A., Slodczyk E.S., Hawkesworth C.J. et al.* Heterogeneous zircon cargo in voluminous late paleozoic rhyolites: Hf, O isotope and Zr/Hf records of plutonic to volcanic magma evolution // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 8. P. 1483–1501.
- Simon L., Lécuyer C.* Continental recycling: the oxygen isotope point of view // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. № 8. P. 1–10.
- Taylor H.P., Sheppard S.M.F.* Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // Ed. J.W. Valley. *Temperature Geological Processes. Rev. Mineral.* 1986. V. 16. P. 227–271.
- Trail D., Mojzsis S.J., Harrison T.M. et al.* Constraints on Hadean zircon protoliths from oxygen isotopes, Ti-thermometry, and rare earth elements // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2007. V. 8. Iss. 6. Q06014. <https://doi.org/10.1029/2006GC001449>
- Valley J.W.* Stable isotope thermometry at high temperatures // *Stable Isotope Geochemistry. Rev. Mineral. Geochem.* 2001. V. 43. P. 365–414.
- Valley J.W.* Oxygen isotopes in zircon // Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 343–385.
- Valley J.W., Lackey J.S., Cavosie A.J. et al.* 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. P. 561–580.
- Vho A., Lanari P., Rubatto D.* An internally-consistent database for oxygen isotope fractionation between minerals // *J. Petrol.* 2020. V. 60. Is. 11. P. 2101–2129.
- Watson E.B., Cherniak D.J.* Oxygen diffusion in zircon // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 527–544.
- Watson E.B., Harrison M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.

On the Application of Proxy Minerals for Evaluation of the Oxygen Isotope Composition of Acid Melts

E. O. Dubinina¹ and L. Ya. Aranovich¹

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The problems associated with the use of quartz and zircon as proxy minerals for the reconstruction of $\delta^{18}\text{O}$ values in acidic melts are considered. It is shown that the correction values $\Delta(Qz-R)$ and $\Delta(R-Zrn)$ used for the reconstructions are not strictly constant and depend on the mineral composition of the rock and the closing temperature of the oxygen isotopic system of the proxy mineral (T_q , T_z). For $\Delta(Qz-R)$, an equation for the calculation is proposed, taking into account these factors, and it is shown that, under a number of conditions, the approximation of this correction by a constant value gives consistent results. To estimate $\Delta(R-Zrn)$, an approach has been proposed that consists in calculating the weighted average fractionation coefficient and estimating T_z using a zirconium thermometer. An analysis of the advantages and limitations of the use of quartz and zircon as proxy minerals has been carried out.

Keywords: oxygen isotope composition, $\delta^{18}\text{O}$, quartz, zircon, retrograde isotope exchange, granites, phenocrysts, lavas, rhyolites, diffusion, leucogranites

УДК 550.4.02

ВЛИЯНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ЩЕЛОЧЕЙ НА РАСТВОРИМОСТЬ ЦИРКОНА В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ

© 2023 г. А. А. Борисов^{а, *}, А. Н. Кошлякова^{а, б}

^а Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

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

*e-mail: aborisov@igem.ru

Поступила в редакцию 26.11.2022 г.

После доработки 30.01.2023 г.

Принята к публикации 25.04.2023 г.

В температурном интервале 1300–1400°C при 1 атм. общего давления экспериментально исследовано влияние щелочей на растворимость циркона в модельных многокомпонентных силикатных расплавах. Показано, что повышение растворимости циркона в расплаве при добавлении Na₂O или K₂O сопоставимо. Коротко рассмотрены достоинства и недостатки предложенных в литературе параметров, описывающих влияние состава расплава на растворимость циркона.

Ключевые слова: циркон, эксперимент, силикатный расплав

DOI: 10.31857/S0869590323060055, **EDN:** EFWFIU

ВВЕДЕНИЕ

В классических статьях (Watson, 1979; Watson, Harrison, 1983) авторы впервые предложили использовать насыщение кислых силикатных расплавов Zr в равновесии с цирконом (Zrn) в качестве геотермометра. Позднее было предложено несколько обновленных моделей по растворимости Zrn в расплаве (Boehnke et al., 2013; Gervasoni et al., 2016; Borisov, Aranovich, 2019; Crisp, Berry, 2022). При этом модель (Borisov, Aranovich, 2019) была откалибрована для широкого спектра составов – от кислых до основных.

Все модели, помимо температурного фактора, содержат член, описывающий влияние состава расплава на растворимость Zrn. В работах (Watson, Harrison, 1983; Boehnke et al., 2013) для этих целей использован эмпирический параметр $M = (Na + K + 2Ca)/(AlSi)$, ат. доли, безгласно предполагающий одинаковое влияние щелочей на

растворимость Zrn. Параметр $G = (3Al_2O_3 + SiO_2)/(Na_2O + K_2O + CaO + MgO + FeO)$, мол. доли, в работе (Gervasoni et al., 2016) предполагает одинаковое влияние сильных (Na₂O и K₂O) и слабых (CaO, MgO, FeO) оксидов-модификаторов на растворимость Zrn. Наконец, в модели (Crisp, Berry, 2022) авторы описали влияние состава расплава на растворимость циркона от параметра λ , оптической основности расплава. Параметр λ рассчитывается из основности (λ_i) индивидуальных оксидов (см. схему расчета, например, в Mills, 1993). Поскольку $\lambda_{Na_2O} = 1.15$ и $\lambda_{K_2O} = 1.4$, эквимоллярная замена Na₂O на K₂O должна приводить к незначительному повышению растворимости Zrn в расплаве.

Особо остановимся на модели (Borisov, Aranovich, 2019), описывающей влияние состава расплава на параметр:

$$B = 0.14(X_{TiO_2}/X_{SiO_2}) + 1.3(X_{CaO}/X_{SiO_2}) + 1.5(X_{Na_2O}/X_{SiO_2}) - 4.5(X_{K_2O}/X_{SiO_2}) - 2.7(X_{Al_2O_3}/X_{SiO_2})^2 + (X_{MgO}/X_{SiO_2})^2 - 3.7(X_{CaO}/X_{SiO_2})^2 + 75(X_{K_2O}/X_{SiO_2})^2, \quad (1)$$

предложенный авторами, он, пожалуй, слишком громоздок для того, чтобы напрямую сравнить влияние Na и K на растворимость Zrn. Заметим, что авторы в поисках адекватной модели также пытались описать растворимость циркона более простой зависимостью вида: $\lg Zr \text{ (ppm)} = 1/T(K) +$

$\sum d_i(X_i/X_{SiO_2}) + c$, где X_i – мольные доли петрогенных оксидов, а d_i и c – эмпирические коэффициенты. В этом случае для щелочей были получены следующие значения эмпирических коэффициентов: $d_{Na} = 3.64 \pm 0.92$ и $d_K = 0.07 \pm 1.48$ (1 σ). Исключительно низкое значение d_K предполагает

практически полное отсутствие влияния К на растворимость Zr . При этом высокое значение d_{Na} резко контрастирует с d_K , хотя здравый смысл подсказывает, что эффект щелочей на растворимость циркона должен быть сопоставим. Все это авторам (Borisov, Aganovich, 2019) представлялось маловероятным, поэтому они предпочли более сложное выражение для параметра B .

Отметим, что все модели основаны на статистической обработке существующих на то время экспериментов, которая не всегда позволяет корректно разделить влияние петрогенных оксидов, в частности щелочей, на растворимость циркона. Например, в базе данных (Borisov, Aganovich, 2019) из 119 экспериментов 67 расплавов были бесщелочные, а остальные составы содержали оксиды Na и K в сопоставимых количествах. Специальных опытов для сравнения влияния Na и K на растворимость циркона в расплавах не проводилось, за исключением ранней работы (Watson, 1979). Автор в простой системе $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ варьировал мольным соотношением Na_2O/K_2O , зафиксировав долю оксидов кремния и алюминия, и показал, что растворимость циркона в расплаве практически не меняется. Подобные опыты в более сложных по составу системах весьма желательны.

Таким образом, для дальнейшего улучшения моделей растворимости циркона в силикатных расплавах нам представляется важным проведение экспериментов, специально направленных на: (1) уточнение влияния калия и (2) сравнение влияния щелочей Na и K на растворимость циркона в многокомпонентных силикатных расплавах.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Эксперименты выполнены методом петли в вертикальной трубчатой печи либо на воздухе, либо в смеси H_2-CO_2 . Температура в рабочей зоне печи определялась с помощью термопары типа ТПР, калиброванной по точке плавления чистого Au (1064°C) и Ni (1453°C). Погрешности в определении температуры не превышают $\pm 2^\circ C$.

Известно, что потери щелочей из экспериментальных расплавов при работе методом петли могут быть значительными (например, Corrigan, Gibb, 1979). В настоящей работе мы использовали два разных подхода для решения этой проблемы.

1. Серия опытов по определению влияния К на растворимость циркона. Вместо того, чтобы бороться с неизбежной потерей калия из расплава, мы использовали этот процесс для получения образцов со значительными вариациями K_2O в образцах. Ранее, в (Borisov et al., 2017) успешно использовали подобный подход для исследования влияния Na и K на соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в силикатных расплавах.

Состав эвтектики в системе SiO_2 -анортит (SA) был приготовлен из оксидов SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и карбоната $CaCO_3$, тщательно смешанных в ступке, расплавлен, выдержан два часа при температуре $1600^\circ C$ и закален в стекло. Истолченное стекло было обогащено (+20%) смесью ZrO_2-SiO_2 , по стехиометрии соответствующей циркону (состав SAZ). Аликвоты SAZ были обогащены карбонатом K_2CO_3 (состав SAZK). Оба состава (SAZ и SAZK) были одновременно выдержаны в вертикальной трубчатой печи на воздухе при фиксированной температуре $1400^\circ C$ в течение 24, 46 и 69 ч (Институт минералогии Ганноверского университета, Ганновер, Германия). В ходе опытов состав SAZK теряет часть исходного K (чем больше выдержка, тем больше потери). Изначально безкалийевый состав SAZ при этом может получить некоторое количество K от соседнего образца SAZK через паровую фазу. В случае, если уравнивание циркон/расплав происходит быстрее, чем потери/поступления K, все образцы, полученные при фиксированной температуре, но при разных выдержках, должны показать единую систематическую зависимость растворимости циркона от содержания K_2O в образцах. После закалки образцы были залиты в шашки и отполированы для анализа на микрозонде.

Анализ выполнен на микрозонде Cameca SX100 (Институт минералогии Ганноверского университета, Ганновер, Германия) при следующих условиях: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 15 нА, время счета 10–20 с, диаметр зонда 20 мкм. А.А. Борисов (2009) показал, что использование зонда диаметром 20 мкм гарантирует пренебрежимо малые потери щелочей из стекол в ходе микрозондового анализа. От 7 до 10 точек было проанализировано в каждом образце. Усредненные данные по экспериментальным стеклам SAZ и SAZK приведены в табл. 1 наряду с условиями экспериментов.

2. Серия опытов по сравнению влияния К и Na на растворимость циркона. Здесь мы использовали метод “петля в тигле” (“crucible supported loop technique”, Borisov et al., 2006), ранее успешно использованный для изучения растворимости металлов в силикатных расплавах (Borisov et al., 2006), распределения щелочей между смешиваемыми расплавами (Борисов, 2008, 2009), а также распределения Na (Borisov et al., 2008) и Ni (Koshlyakova et al., 2022) между оливином и расплавом. Суть метода состоит в помещении образцов на Pt-петлях в кварцевый тигель с источником щелочей – смесью SiO_2 и K_2O (и/или Na_2O) определенного состава. Смесь плавится при температуре эксперимента и ее состав остается постоянным в течение опыта, создавая постоянное давление паров щелочей в атмосфере контейнера, которому подвержены образцы. Подробное опи-

Таблица 1. Условия экспериментов, выполненных методом “классической петли” и микрозондовый анализ экспериментальных стекол

Образец	T, °C	Выдержка, ч	Состав стекол, мас. %							
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	ег.	ZrO ₂	ег.	Сумма
SAZ-7*	1400	24	68.49	18.06	9.92	0.64	0.02	1.95	0.22	99.05
SAZK-7	»	»	64.92	14.56	8.24	7.84	0.08	3.41	0.13	98.97
SAZ-8	1399	46	70.44	16.67	9.17	1.15	0.03	1.61	0.07	99.04
SAZK-8	»	»	64.99	15.03	9.02	6.68	0.09	3.24	0.18	98.96
SAZ-6	1400	69	70.69	16.88	9.25	0.79	0.02	1.46	0.07	99.07
SAZK-6	»	»	65.73	15.00	8.82	6.42	0.05	3.04	0.09	99.00
SAZK'-6	»	»	65.94	15.25	8.92	5.99	0.06	2.97	0.10	99.08

Примечание. Все эксперименты выполнены на воздухе. Одинаковые номера образцов означают, что все они получены в одной и той же плавке; * неравновесный образец (см. детали в тексте); ег. – стандартная ошибка среднего значения по всем анализам для данного образца.

сание метода, в том числе при работе с комплексными (Na-K, Ca-Na) источниками щелочей см. в работе (Koshlyakova et al., 2022).

В качестве основы выбраны два состава: эвтектический в системе SiO₂–Al₂O₃–MgO, к которому было подмешано 10 мас. % Fe₂O₃ (NAF), и эвтектический в системе энстатит–анортит–кремнезем, также с 10 мас. % Fe₂O₃ (HRF). Аликвоты NAF были модифицированы некоторым количеством SiO₂ (NAFS) и CaO + SiO₂ (NAFCS). Эти исходные смеси (HRF, NAF, NAFS и NAFCS) ранее использовались для исследования влияния состава расплава на соотношение в нем Fe³⁺/Fe²⁺ (Borisov et al., 2017, 2018). Аликвоты составов HRF, NAFS и NAFCS были обогащены (+20%) смесью ZrO₂–SiO₂, по стехиометрии соответствующей циркону (составы HRFZ, NAFSZ и NAFCSZ). Опыты проведены с этими конечными составами как методом “классической петли”, так и методом “петля в тигле” с использованием либо Na-, либо K-источника.

Эксперименты проведены в высокотемпературной вертикальной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700 (ГЕОХИ РАН) при температурах 1300, 1350 и 1400°C и фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM + 1 (QFM – буфер кварц-фаялит-магнетит). Фугитивность кислорода задавалась смесью газов H₂–CO₂ и измерялась с помощью ZrO₂ сенсора (Carboprobe DS, Ecopox®) непосредственно до и сразу после эксперимента. Погрешность в определении lgfO₂ не превышала ±0.2. Все эксперименты завершались закалкой в воду. После закалки образцы были залиты в шашки и отполированы для анализа.

Химический состав стекол и минеральных фаз, полученных в ходе экспериментов, изучался в Лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ. Исследования проведены на

сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-IT500, оснащенный энерго-дисперсионным спектрометром INCA X-Maxn, количественный анализ и изображения получены при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 0.7 нА, время накопления спектра 100 с. Для предотвращения повреждения образцов исследования проводились при расфокусированном до 20 мкм электронном пучке. Использование низких токов и расфокусированного пучка позволило избежать потери щелочей из стекол во время анализа. Для наиболее щелочных стекол были сделаны дополнительные анализы со временем накопления спектра 50 с. Сравнение этих анализов показало отсутствие занижения (с учетом ошибки измерения) содержания К и Na при большем времени накопления спектра. Ко всем анализам была применена процедура матричных ZAF-поправок. В каждом образце проанализировано семь точек, усредненные данные по экспериментальным стеклам HRFZ, NAFSZ и NAFCSZ приведены в табл. 2, наряду с условиями экспериментов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Серия опытов по определению влияния К на растворимость циркона. Все экспериментальные стекла этой серии насыщены цирконом, который является единственной кристаллической фазой. На рис. 1 показана зависимость содержания ZrO₂ в стеклах от содержания K₂O. Все точки за исключением самого короткого опыта с безкалийным составом (SAZ-7) лежат на одной прямой, характеризующей влияние калия на растворимость циркона при фиксированной температуре 1400°C. Заметим, что богатый К состав с этой же выдержкой (SAZK-7) лежит на единой прямой со всеми остальными составами. Таким образом, для этого расплава, в отличие от безкалийного, 24 ч выдержки

Таблица 2. Экспериментальные условия опытов по сравнению влияния Na и K на растворимость циркона и состав экспериментальных стекол

Образец	T, °C	lg fO ₂ *	Выдержка, ч	Источник шлепки	Кристаллические фазы**	Состав стекол, мас. %										Сумма	
						SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	er.	K ₂ O	er.	ZrO ₂		er.
HRFZ-1	1300	-6.30	40.7	Нет	Zrn (Bdy)	58.85	11.24	3.43	10.43	11.14	0.18	0.01	0.33	0.01	2.69	0.01	98.28
HAFSZ-1	»	»	40.7	»	Zrn (Bdy), Sil, En	57.98	15.63	7.60	14.71	0.05	0.27	0.01	0.33	0.01	2.00	0.02	98.56
HAFCSZ-1	»	»	40.7	»	Zrn (Bdy), Sil, En	59.17	8.86	6.29	9.96	10.75	0.21	0.01	0.26	0.00	2.84	0.01	98.34
HRFZ-6	1299	-6.20	39.0	Na-Si	Zrn (Bdy)	55.75	10.42	2.52	9.60	10.34	5.20	0.01	0.17	0.01	4.68	0.02	98.66
HAFSZ-6	»	»	39.0	»	Zrn (Bdy), En, Ol	61.33	13.96	5.67	8.14	0.00	6.42	0.02	0.24	0.00	2.22	0.03	97.98
HAFCSZ-6	»	»	39.0	»	Zrn, Bdy	56.65	8.11	5.15	9.09	9.85	4.86	0.02	0.16	0.01	4.57	0.04	98.44
HRFZ-4	1300	-6.19	40.0	K-Si	Zrn (Bdy)	55.38	10.26	2.80	9.59	10.34	0.25	0.01	5.95	0.04	4.15	0.02	98.72
HAFSZ-4	»	»	40.0	»	Zrn (Bdy), En, Ol	61.50	13.98	5.82	4.88	0.00	0.38	0.01	10.51	0.15	1.64	0.06	98.71
HAFCSZ-4	»	»	40.0	»	Zrn (Bdy)	55.38	7.96	5.67	9.30	10.04	0.23	0.01	5.59	0.02	4.36	0.04	98.54
HRFZ-3	1350	-5.72	29.0	Нет	Zrn (Bdy)	58.75	11.15	3.23	10.29	11.03	0.25	0.00	0.32	0.01	3.54	0.04	98.56
HAFSZ-3	»	»	29.0	»	Zrn, Qz	59.38	13.33	7.08	15.31	0.01	0.31	0.01	0.38	0.01	2.77	0.06	98.58
HAFCSZ-3	»	»	29.0	»	Zrn (Bdy)	59.67	8.62	6.06	9.67	10.41	0.24	0.01	0.27	0.01	3.69	0.03	98.63
HRFZ-7	1349	-5.73	30.0	Na-Si	Zrn (Bdy)	55.53	10.37	3.12	9.56	10.26	4.23	0.02	0.10	0.00	5.38	0.03	98.56
HAFSZ-7	»	»	30.0	»	Zrn (Bdy), En	59.35	11.53	5.89	12.66	0.00	5.26	0.01	0.14	0.00	3.39	0.02	98.23
HAFCSZ-7	»	»	30.0	»	Zrn (Bdy)	56.22	7.94	5.13	8.81	9.61	4.77	0.01	0.12	0.01	5.85	0.03	98.45
HRFZ-5	1349	-5.72	29.0	K-Si	Bdy	54.49	9.72	2.42	9.10	9.76	0.25	0.01	7.78	0.07	4.98	0.03	98.49
HAFSZ-5	»	»	29.0	»	Bdy, Ol, Zrn, En	59.96	12.29	5.27	7.97	0.00	0.40	0.00	9.81	0.10	2.77	0.06	98.45
HAFCSZ-5	»	»	29.0	»	Zrn, Bdy	56.19	7.57	4.77	8.52	9.21	0.25	0.00	6.66	0.03	5.52	0.02	98.69
HRFZ-15	1400	-5.26	20.0	Нет	Zrn (Bdy)	58.43	11.03	2.57	10.13	10.92	0.19	0.01	0.34	0.01	4.68	0.02	98.29
HAFSZ-15	»	»	20.0	»	Zrn (Bdy)	64.20	12.14	4.15	13.68	0.00	0.48	0.01	0.74	0.01	3.05	0.04	98.44
HAFCSZ-15	»	»	20.0	»	Zrn (Bdy)	59.64	8.57	5.28	9.63	10.37	0.19	0.01	0.36	0.01	4.81	0.03	98.85
HRFZ-17	1400	-5.28	20.0	Na-Si	Bdy	55.59	9.74	2.50	9.07	9.79	5.59	0.02	0.00	0.00	6.69	0.02	98.96
HAFSZ-17	»	»	20.0	»	Bdy	60.01	10.41	3.69	11.41	0.00	7.85	0.06	0.06	0.00	5.09	0.04	98.52
HAFCSZ-17	»	»	20.0	»	Zrn (Bdy), Bdy	56.23	7.57	5.32	8.43	9.09	4.83	0.02	0.00	0.00	7.30	0.03	98.76
HRFZ-16	1400	-5.27	21.0	K-Si	Zrn (Bdy)	57.51	10.80	2.35	10.00	10.69	0.09	0.01	2.02	0.02	5.09	0.05	98.56
HAFSZ-16	»	»	21.0	»	Zrn (Bdy)	60.49	11.56	4.60	13.29	0.07	0.18	0.01	4.79	0.01	3.62	0.01	98.60
HAFCSZ-16	»	»	21.0	»	Zrn (Bdy)	58.92	8.36	4.72	9.26	10.05	0.10	0.01	2.33	0.02	5.27	0.04	99.00

Примечание. Одинаковые номера образцов означают, что все они получены в одной и той же плавке;

* среднее между измерениями ячейкой до и после эксперимента;

**фазы: Zrn — циркон, (Bdy) — бадделит в ядре циркона, Bdy — бадделит как отдельная фаза, Sil — кристаллический SiO₂, En — энстатит, Ol — оливин.

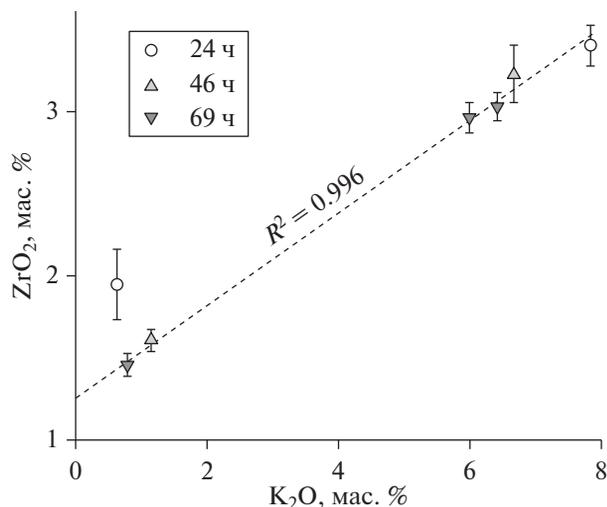


Рис. 1. Влияние содержания K_2O на растворимость циркона в расплавах SAZ (низкокальциевые) и SAZK (высококальциевые). Очевидно, что состав SAZ с самой короткой выдержкой (24 ч) не является равновесным (см. детали в тексте).

оказалось достаточным для достижения равновесия. Это не удивительно: добавление K_2O , сильного оксида-модификатора, существенно понижает степень полимеризации расплава, понижает его вязкость и делает достижение равновесия с кристаллическими фазами более быстрым.

Все равновесные точки на рис. 1 идеально ($R^2 = 0.996$) описываются зависимостью:

$$C_{ZrO_2} = 0.281C_{K_2O} + 1.265, \quad (2)$$

где C_i – содержание соответствующего оксида в мас. %. Из уравнения (2) следует, что повышение содержания K_2O в расплаве от нуля до 8 мас. % увеличивает растворимость циркона в расплаве почти в 3 раза, от 1.3 до 3.5 мас. % ZrO_2 .

Серия опытов по сравнению влияния K и Na на растворимость циркона. Практически все экспериментальные образцы содержат циркон (*Zrn*) и бадделейт (*Bdy*). Бадделейт чаще всего наблюдается в ядрах кристаллов *Zrn* в качестве захороненной фазы. Подобное соотношение наблюдали в своих опытах (Borisov, Aganovich, 2019). Однако в некоторых образцах *Bdy* наблюдается в виде самостоятельной фазы. Кроме этих двух фаз в некоторых опытах также присутствуют кристаллический SiO_2 , оливин (в среднем $Mg_{1.8}Fe_{0.2}SiO_4$) и энстатит (в среднем $Mg_{0.9}Fe_{0.1}SiO_3$). Отметим, что в трех образцах, HRFZ-5, HRFZ-17 и HAFSZ-17, мы не нашли циркон. Строго говоря, эти опыты не должны использоваться для выяснения влияния состава на растворимость циркона. Мы предполагаем, однако, что кристаллы *Zrn* в этих образцах могли быть крайне немногочисленны либо были сполпированы в ходе приготовления шашек, либо

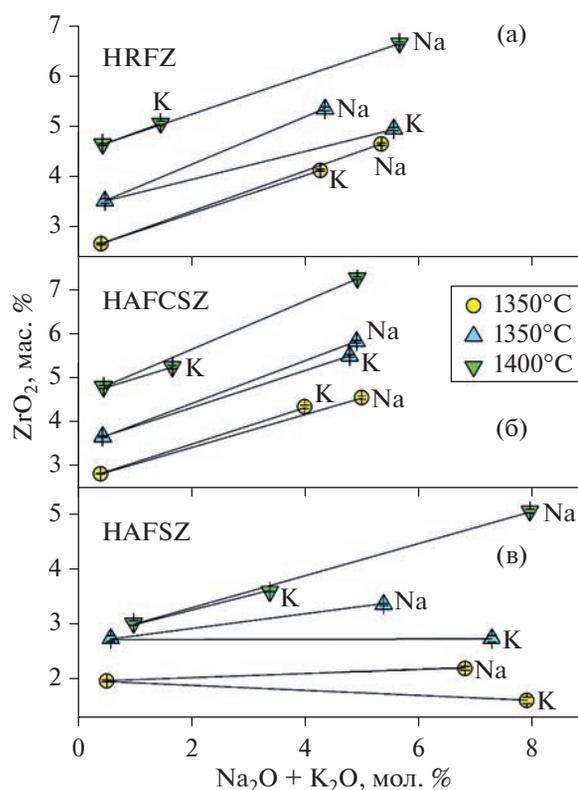


Рис. 2. Влияние содержания щелочей на растворимость циркона в расплавах HRFZ (а), HAFCSZ (б) и HAFSZ (в). Na – опыты с источником Na_2O-SiO_2 , K – с источником K_2O-SiO_2 (см. детали в тексте).

не вскрыты. Наше решение было использовать эти образцы в обсуждении, но в дальнейшем понять, отличаются ли данные по содержанию Zr в этих опытах от основной массы экспериментов.

Сравнение опытов без источника (метод “классической петли”) или с источником щелочей (метод “петля в тигле”) позволяет понять влияние натрия и калия на растворимость циркона в трех разных составах при трех разных температурах (рис. 2). Рисунки 2а и 2б демонстрируют, что в целом эффект щелочей сопоставим. Добавление как Na, так и K приводит к значительному увеличению растворимости циркона в расплаве.

Неожиданно противоположный тренд демонстрируют образцы HAFSZ-1 (бесщелочной) и HAFSZ-4 (K-источник), см. рис. 2в. Дело в том, что при $1300^\circ C$ в обр. HAFSZ-4 дополнительно кристаллизуется оливин, что приводит к резкому изменению валового состава стекла. В частности, содержание SiO_2 в этом стекле возрастает, а содержание MgO резко уменьшается, по сравнению с таковым в стекле, обр. HAFSZ-4, что и приводит к уменьшению растворимости циркона, несмотря на увеличение содержания калия. Мы можем прояснить ситуацию следующим образом. Все стекла,

обр. HAFSZ (=HAF + SiO₂ + Zrn ± Na₂O ± K₂O) и обр. HAFCSZ (=HAF + CaO + SiO₂ + Zrn ± Na₂O ± K₂O), – это модификации исходного состава HAF. Кроме температуры (от 1300 до 1400°C) мы имеем переменными X_{SiO_2} , X_{CaO} , $X_{\text{Na}_2\text{O}}$ и $X_{\text{K}_2\text{O}}$. Поскольку

$$\lg C_{\text{ZrO}_2} (\text{мас. \%}) = -6102/T(\text{K}) + 1.29(X_{\text{MgO}}/X_{\text{SiO}_2}) + 1.82(X_{\text{CaO}}/X_{\text{SiO}_2}) + 2.70(X_{\text{Na}_2\text{O}}/X_{\text{SiO}_2}) + 2.51(X_{\text{K}_2\text{O}}/X_{\text{SiO}_2}) + 3.67. \quad (3)$$

Сравнение экспериментальных данных по растворимости циркона с рассчитанными по уравнению (3) показано на рис. 3. Мы видим, что образцы HAFSZ-1 и HAFSZ-4, демонстрирующие аномальный тренд на рис. 2в, описываются уравнением (3) ничуть не хуже остальных образцов (ошибка < 2σ). Таким образом, “аномальное” понижение растворимости Zrn в расплаве при повышении содержания К действительно связано с влиянием на растворимость циркона других компонентов расплава. На рис. 3. также отмечен обр. HAFSZ-17, имеющий только Bdy в равновесии с расплавом. Как и остальные образцы на рисунке, он также показывает расчетную ошибку менее 2σ.

Уравнение (3) позволяет напрямую сравнить влияние Na и K на растворимость циркона. Мы видим, что эмпирические коэффициенты для щелочей ($d_{\text{Na}} = 2.70 \pm 0.15$, $d_{\text{K}} = 2.51 \pm 0.22$, 1σ) совпадают в пределах ошибки, что предполагает очень похожий эффект добавления щелочей на растворимость Zrn.

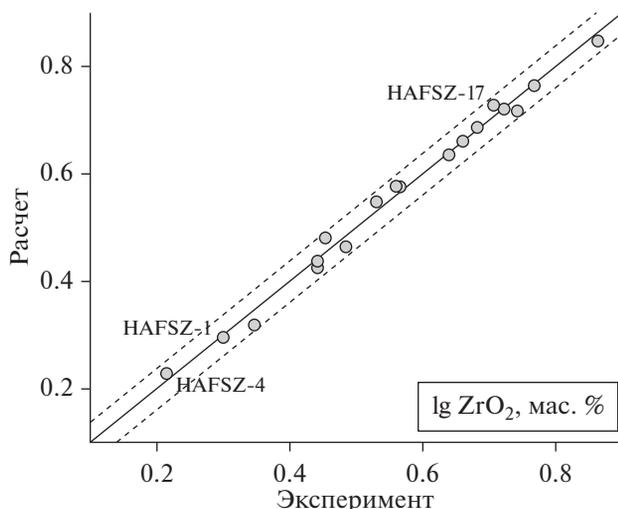


Рис. 3. Сравнение экспериментальных данных по растворимости циркона в расплавах HAFCSZ и HAFSZ с рассчитанными по уравнению (3). Заметим, что образцы HAFSZ-1 и HAFSZ-4 (демонстрирующие аномальный тренд на рис. 2в), а также обр. HAFSZ-17 (имеющий только Bdy в равновесии с расплавом) показывают расчетную ошибку менее 2σ (см. детали в тексте).

во многих опытах кристаллизация дополнительных фаз пироксена и оливина привела к серьезным вариациям оксида магния, его также следует добавить в качестве переменной. Мы нашли, что все 18 стекол данного состава отлично ($R^2 = 0.991$) описываются единым уравнением:

Наконец, найдем уравнение регрессии в форме (3) для всех составов, рассматриваемых в работе. Поскольку в общей базе данных суммарное FeO варьирует от 0 до 7.6 мас. %, параметр $X_{\text{FeO}}/X_{\text{SiO}_2}$ следует добавить в качестве переменной. Итак, 33 наших стекла неплохо ($R^2 = 0.946$) описываются уравнением:

$$\lg C_{\text{ZrO}_2} (\text{мас. \%}) = -6926/T(\text{K}) + 1.26(X_{\text{FeO}}/X_{\text{SiO}_2}) + 0.99(X_{\text{MgO}}/X_{\text{SiO}_2}) + 1.71(X_{\text{CaO}}/X_{\text{SiO}_2}) + 2.77(X_{\text{Na}_2\text{O}}/X_{\text{SiO}_2}) + 2.81(X_{\text{K}_2\text{O}}/X_{\text{SiO}_2}) + 4.15. \quad (4)$$

Отметим, что все три образца, имеющие только Bdy в равновесии с расплавом, показывают расчетную ошибку менее 2σ. Это подтверждает правильность нашего решения включить образцы, где видимый циркон отсутствует, в общий анализ.

На рис. 4 мы показали зависимость величины эмпирических параметров d_i из уравнения (4) от основности индивидуальных оксидов λ_i (значения взяты из работы Mills, 1993). Теперь, пользуясь уравнением (4) и рис. 4, коротко обсудим корректность параметров M , G и λ , используемых различными авторами для описания влияния состава расплава на растворимость циркона.

Итак, эмпирические коэффициенты для щелочей ($d_{\text{Na}} = 2.77 \pm 0.23$, $d_{\text{K}} = 2.81 \pm 0.29$, 1σ) совпадают в пределах ошибки, т.е. (Watson, Harrison, 1983) справедливо предположили в своем параметре $M = (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/(\text{AlSi})$ одинаковое влияние щелочей на растворимость Zrn. Однако соотношение $d_{\text{Na}}/d_{\text{Ca}} \approx 1.6$, т.е. влияние Ca на параметр M может быть несколько завышено.

Соотношения $d_{\text{Na}}/d_{\text{Fe}} \approx 2.2$ и $d_{\text{Na}}/d_{\text{Mg}} \approx 2.8$. Таким образом, (Gervasoni et al., 2016), предложивший параметр $G = (3\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2)/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})$, слишком упрощает ситуацию, полагая одинаковым влияние сильных (Na₂O и K₂O) и слабых (CaO, MgO, FeO) оксидов-модификаторов на растворимость Zrn.

Наконец, на рис. 4 мы видим неплохую линейную зависимость эмпирических параметров d_i из уравнения (4) от основности индивидуальных оксидов λ_i . Таким образом, модель (Crisp, Berry, 2022),

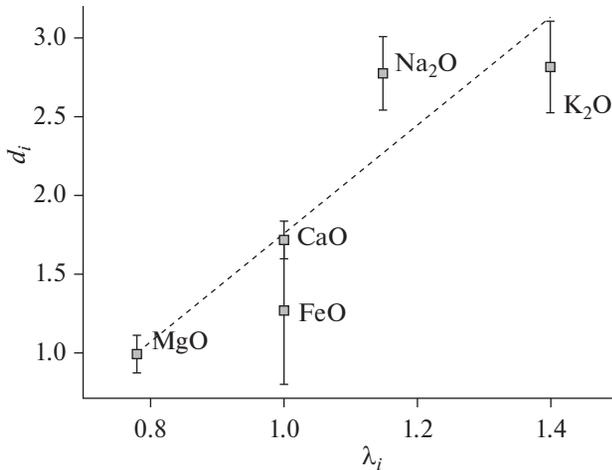


Рис. 4. Корреляция оптической основности оксидов (λ_i) и эмпирических коэффициентов d_i для соотношений $X_{\text{оксид}}/X_{\text{SiO}_2}$ в уравнении (4).

описывающая растворимость циркона от оптической основности расплава λ , в целом должна работать. Тем не менее наши эксперименты ясно показали одинаковое (в пределах ошибки) влияние Na_2O и K_2O на растворимость циркона, что не учитывает модель (Crisp, Berry, 2022).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В температурном интервале 1300–1400°C при 1 атм. общего давления экспериментально исследовано влияние щелочей на растворимость циркона в модельных многокомпонентных силикатных расплавах. Использованы как метод “классической петли”, так и метод “петля в тигле”.

Единое уравнение (4), описывающее растворимость циркона в наших экспериментах (33 состава расплава), дает одинаковые в пределах ошибки эмпирические коэффициенты для щелочей ($d_{\text{Na}} = 2.77 \pm 0.23$, $d_{\text{K}} = 2.81 \pm 0.29$, 1σ). Таким образом, Na_2O и K_2O повышают растворимость циркона в расплавах и их влияние сопоставимо.

Коротко рассмотрены достоинства и недостатки предложенных в литературе параметров, описывающих влияние состава расплава на растворимость циркона.

Уравнение (4) получено для узкого круга составов и не призвано заменить собою более сложные модели, предложенные в литературе. Однако проведенные эксперименты могут быть в дальнейшем использованы для новой калибровки растворимости циркона в природных силикатных расплавах.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Ренату Альмееву (Ганновер) и Наталии Кошляковой (Москва) за помощь в микрозондо-

вом анализе. Авторы признательны Олегу Луканину (ГЕОХИ РАН) за конструктивное обсуждение результатов работы.

Источники финансирования. Работа поддержана Российским Национальным фондом (грант № 22-17-00052).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Borisov A.A. Экспериментальное исследование распределения К и Na между смешивающимися жидкостями // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 593–605.
- Borisov A.A. Зависимость коэффициентов активности щелочей от кремнекислотности и глиноземистости расплавов: экспериментальное исследование // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 623–635.
- Boehnke P., Watson E.B., Trail D. et al. Zircon saturation revisited // Chem. Geol. 2013. V. 351. P. 324–334.
- Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: new experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // Chem. Geol. 2019. V. 510. P. 103–112.
- Borisov A., Lahaye Y., Palme H. The effect of sodium on the solubilities of metals in silicate melts // Amer. Mineral. 2006. V. 91. P. 762–771.
- Borisov A., Pack A., Kropf A., Palme H. Partitioning of Na between olivine and melt: an experimental study with application to the formation of meteoritic Na_2O -rich chondrule glass and refractory forsterite grains // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 5558–5573.
- Borisov A., Behrens H., Holtz F. Effects of strong network modifiers on $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ in silicate melts: an experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 2017. V. 172. Article 34.
- Borisov A., Behrens H., Holtz F. Ferric/ferrous ratio in silicate melts: a new model for 1 atm data with special emphasis on the effects of melt composition // Contrib. Mineral. Petrol. 2018. V. 173. Article 98.
- Crisp L.J., Berry A.J. A new model for zircon saturation in silicate melts // Contrib. Mineral. Petrol. 2022. V. 177. Article 71.
- Corrigan G., Gibb F.G.F. The loss of Fe and Na from a basaltic melt during experiments using the wire-loop method // Mineral. Mag. 1979. V. 43. P. 121–126.
- Gervasoni F., Klemme S., Rocha-Júnior E.R.V., Berndt J. Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. Article 21.
- Koshlyakova A., Sobolev A., Krashenninnikov S. et al. Ni partitioning between olivine and highly alkaline melts: an experimental study // Chem. Geol. 2022. V. 587. Article 120615.
- Mills K.C. The influence of structure on the physico-chemical properties of slags // ISIJ International. 1993. V. 33. P. 148–155.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 295–304.
- Watson E.B. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 70. P. 407–419.

The Effects of Alkalis Content on Zircon Solubility in Silicate Melts

A. A. Borisov¹ and A. N. Koshlyakova^{1, 2}

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The experimental study of the effects of alkalis content on zircon solubility in multicomponent model silicate melts was conducted in temperature range 1300–1400°C and at 1 atm total pressure. It was demonstrated that the addition to the melt of Na₂O and K₂O results in comparable increase of zircon solubility. The advantages and disadvantages of the parameters describing zircon solubility are shortly discussed.

Keywords: zircon, experiment, silicate melt

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 2023 г.

DOI: 10.31857/S0869590323060043, EDN: EJEUXM

<i>Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С., Бармина Г.С.</i> Обновленный КОМАГМАТ-5: моделирование эффектов выделения сульфидов при кристаллизации алюмохромистой шпинели	5	552–569
<i>Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Ризванова Н.Г.</i> Возрастные и изотопно-геохимические характеристики Та-Nb-W-Sn минерализации, связанной с редкометальными гранитами (Хангилайский рудный узел, Восточное Забайкалье)	4	376–387
<i>Базылев Б.А., Портнягин М.В., Савельев Д.П., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н.</i> Признаки формирования плутонических пород офиолитов Камчатского мыса (Восточная Камчатка) в обстановках океанического и надсубдукционного магматизма	3	300–320
<i>Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К., Коннолли Дж.</i> Ставролитсодержащие метабазиты: <i>P-T-X</i> условия образования и соотношение петрогенных компонентов в них как критерий появления ставролита	1	29–48
<i>Борисов А.А., Борисовский С.Е., Кошлякова А.Н.</i> Микрозондовый анализ титана в цирконе: оценка вторичной флюоресценции	5	570–574
<i>Борисов А.А., Кошлякова А.Н.</i> Влияние содержания щелочей на растворимость циркона в силикатных расплавах	6	677–684
<i>Бровченко В.Д., Кириллина И.А., Юдовская М.А., Costin G., Пшеницын И.В., Ковальчук Е.В., Ларионова Ю.О., Гриценко Ю.Д., Кетров А.А., Служеникин С.Ф.</i> Источники медистой сульфидной минерализации и высоконикелистого оливина дайки Рудная (Имангдинский узел, Норильский рудный район): по вещественным, изотопным и модельным данным	6	623–648
<i>Бушмин С.А., Кольцов А.Б., Лебедева Ю.М., Савва Е.В.</i> Метасоматическое преобразование амфиболитов в корундсодержащие плагиоклазиты: зональность, численная модель процесса (на примере уникального месторождения Хитостров, Фенноскандинавский щит)	6	602–622
<i>Волков И.С., Козловский В.М.</i> Стадийность и условия формирования карбонатно-силикатных жил и околожилных ореолов в раннепротерозойских комплексах Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия	5	531–551
<i>Головин А.В., Каменецкий В.С.</i> Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов	2	115–152
<i>Горбач Н.В., Некрылов Н.А., Портнягин М.В., Хернле К.</i> Новые данные по составу пород и минералов вулканов Харчинский и Заречный (Центральная Камчатская депрессия): гетерогенность мантийного источника и особенности эволюции магм в коровых условиях	3	281–299
<i>Давыдова В.О., Шербаков В.Д., Некрылов Н.А., Плечов П.Ю., Янаскурт В.О.</i> Сульфидная минерализация в пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитах вулкана Безымянный, Камчатка	3	321–346
<i>Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н., Коссова С.А., Ковальчук Е.В.</i> Высокофракционированные граниты массива Раумид (Южный Памир): изотопное ($\delta^{18}\text{O}$) и геохимическое изучение	4	349–375
<i>Дубинина Е.О., Аранович Л.Я.</i> О применении прокси-минералов для оценки изотопного состава кислорода кислых расплавов	6	666–676
<i>Иванов М.В.</i> Термодинамическая модель флюидной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ при <i>P-T</i> параметрах средней и нижней коры	4	408–418
<i>Кузьмин Д.В., Низаметдинов И.Р., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю., Шевко А.Я., Гора М.П., Рыбин А.В.</i> Магнезиальные базальты кальдеры Медвежья: основные магмы и их источники на примере вулкана Меньший Брат (о. Итуруп)	3	238–263
<i>Левицкий В.И., Левицкий И.В., Павлова Л.А., Лукашова М.В.</i> Муассанит в породах Бобруйского выступа Белорусского кристаллического массива Восточно-Европейского кратона	4	436–460

<i>Лиханов И.И.</i> Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж)	1	49–80
<i>Панина Л.И., Исакова А.Т., Рокосова Е.Ю.</i> Генезис монтичеллитовых пород Крестовской интрузии Маймеча-Котуйской щелочно-ультраосновной провинции Восточной Сибири: по данным изучения расплавных включений	1	81–100
<i>Полянский О.П., Селятицкий А.Ю., Зиновьев С.В., Бабичев А.В.</i> Тектонотермальная раннепалеозойская эволюция блока Хан-Хухей (Северная Монголия)	5	510–530
<i>Савельев Д.П., Горбач Н.В., Портнягин М.В., Щербаков В.Д.</i> Происхождение оливиновых базальтов горы Медвежья (Авачинская группа вулканов, Камчатка): свидетельство ассимиляции сульфидо-держаших кумулатов	3	221–237
<i>Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н.</i> Геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму 2.1 млрд лет	6	577–601
<i>Сапегина А.В., Воронин М.В., Перчук А.Л., Сафонов О.Г.</i> Эгиринсодержащие клинопироксены в ксенолитах гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон: сравнение результатов мессбауэровской спектроскопии и электронно-зондового микроанализа	1	101–112
<i>Силантьев С.А., Краснова Е.А., Бадюков Д.Д., Жилкина А.В., Кузьмина Т.Г., Грязнова А.С., Щербаков В.Д.</i> Карбонатизация серпентинитов Срединно-Атлантического хребта: 1. Геохимические тренды и минеральные ассоциации	2	153–181
<i>Силантьев С.А., Буйкин А.И., Цховребова А.Р., Шабькова В.В., Бельтнев В.Е.</i> Вариации состава закалочных стекол MORB Срединно-Атлантического хребта, 12°–31° с.ш.: отражение эволюции состава родительских расплавов и влияния гидротермального компонента	5	463–481
<i>Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Юдовская М.А., Туровцев Д.М., Анциферова Т.Н., Михалев С.К., Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г.</i> Нижнеталнахский тип интрузивов в Норильском рудном районе	5	482–509
<i>Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В.</i> Распределение кристаллов по размеру как ключ к эволюции протокумулуса в расслоенных массивах: эксперименты, расчеты и практика определения CSD	6	649–665
<i>Томишин М.Д., Копылова А.Г., Васильева А.Е.</i> Самородное железо в траппах Сибири	2	202–216
<i>Туркина О.М.</i> Вариации редкоэлементного и изотопного состава неоархейских мафических гранулитов юго-запада Сибирского кратона: следствие различных мантийных источников или коровой контаминации	2	182–201
<i>Ходоревская Л.И., Варламов Д.А., Сафонов О.Г.</i> Экспериментальное исследование взаимодействия амфибола с высокосолёным флюидом H ₂ O–NaCl–KCl при 750°C, 700 МПа: приложение к щелочному метасоматозу амфиболовых пород	4	388–407
<i>Черкашин Р.И., Бергаль–Кувикас О.В., Чугаев А.В., Ларионова Ю.О., Биндеман И.Н., Хомчановский А.Л., Плутахина Е.Ю.</i> Условия генерации и источники магм вершинного и побочного извержений вулкана Ключевской в 2020–2021 гг.: изотопно-геохимические (Sr–Nd–Pb–O) данные	3	264–280
<i>Шайбеков Р.И., Уляшева Н.С., Тропников Е.М., Игнатьев Г.В.</i> Петрогеохимическая характеристика позднедевонских метагаббро-долеритов Карской астроблемы (Ненецкий автономный округ, Россия)	4	419–435
<i>Ярмлюк В.В., Саватенков В.М., Козловский А.М., Ступак Ф.М., Кузнецов М.В., Шпакович Л.В.</i> Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского Удоканского вулканического плато	1	3–28
Магматизм Камчатки и Курильских островов	3	219–220
Авторский указатель за 2023 г.	6	685–686