

ISSN 0869-5903

Том 32, Номер 3

Май - Июнь 2024



ПЕТРОЛОГИЯ



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



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 3, 2024

Феннеровский тренд и роль фракционной кристаллизации
и несмесимости ферробазальтовой магмы в петрогенезисе
гранофилов: пример мезопротерозойского Валаамского силла
в Ладожском грабене, Карелия

*А. А. Носова, Н. М. Лебедева, А. А. Возняк, Л. В. Сазонова, И. А. Кондрашов,
Ю. О. Ларионова, Е. В. Ковальчук*

257

Возраст и происхождение субщелочных магматических серий
Хибино-Ловозерского комплекса

*А. А. Арзамасцев, А. А. Иванова, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, В. П. Ковач,
М. В. Стифеева, Н. Ю. Загорная, Ю. В. Плоткина, Е. В. Толмачева*

291

Породы массива онгонитов Ары-Булак: взаимосвязи между геохимическими особенностями,
минерально-фазовыми ассоциациями и процессами образования

И. С. Перетяжко, Е. А. Савина, А. С. Дмитриева

314

Малозадойский перидотит-габброноритовый массив:
моделирование условий кристаллизации и оценка
индикаторных характеристик исходного расплава

А. В. Лавренчук, Д. П. Гладкочуб, О. М. Туркина, А. С. Мехоношин, Я. Ю. Шелепов

344

Ассоциации и условия образования тела лейцит-мелилитового клинопироксенита
(Пуртовино, Вологодская область): щелочно-ультраосновная паралава

*А. Ю. Барков, А. А. Никифоров, Р. Ф. Мартин, В. Н. Королюк,
С. А. Сильянов, Б. М. Лобастов*

363

Обломки метаморфизованных ультрамафитов и мафитов и детритовые минералы
из песчаников офиолитокластитовой толщи Рассохинского террейна:
обстановка формирования офиолитов хр. Черского

Г. В. Леднева, Б. А. Базылев, С. Н. Сычев, А. В. Рогов

383

УДК 552.3

ФЕННЕРОВСКИЙ ТРЕНД И РОЛЬ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И НЕСМЕСИМОСТИ ФЕРРОБАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ГРАНОФИРОВ: ПРИМЕР МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВАЛААМСКОГО СИЛЛА В ЛАДОЖСКОМ ГРАБЕНЕ, КАРЕЛИЯ¹

© 2024 г. А. А. Носова^{а,*}, Н. М. Лебедева^а, А. А. Возняк^а, Л. В. Сазонова^б, И. А. Кондрашов^а, Ю. О. Ларионова^а, Е. В. Ковальчук^а

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

^бМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: nosova@igem.ru

Поступила в редакцию 13.07.2023 г.

После доработки 09.12.2023 г.

Принята к публикации 18.01.2024 г.

Проведены петрографические, минералогические, геохимические, изотопно-геохимические исследования графических лейкогранитов и вмещающих их феррогаббро, кварцевых ферромонцогаббро, кварцевых монцодиоритов, кварцевых монцонитов в мезопротерозойском Валаамском силле в Ладожском грабене на Карельском кратоне. Силл характеризуется неявно выраженной расслоенностью: феррогаббро распространены в нижней части силла, средняя часть сложена кварцевыми габбромонцонитами и кварцевыми монцонитами, графические лейкограниты (гранофиры) слагают густую сеть жил преимущественно в верхней части силла. Геохимические особенности феррогаббро, железистые составы оливина и пироксенов, низко-Са состав плагиоклаза в нем указывают на эволюцию по феннеровскому тренду относительно первичного мантийного расплава. Гранофиры имеют петро- и геохимические характеристики анорогенных щелочных гранитов, характеризуются отрицательной $Eu/Eu^* = 0.15–0.49$ и по распределению REE сходны с гранофирами расслоенных интрузивов. Все породы силла характеризуются близким изотопным составом стронция, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.7043–0.7066$, и неодима, ϵ_{Nd} от -9.6 до -11.2 . Модельные расчеты показывают, что фракционная кристаллизация может привести исходный расплав феррогаббро в область несмеси. В феррогаббро и ферромонцогаббро силла установлены микроструктуры ильменит-магнетит-силикатных сростков; подобные микроструктуры в расслоенных интрузивах рассматриваются как свидетельство несмеси обогащенной Fe жидкости с таковой, обогащенной Si (Holness et al., 2011; Dong et al., 2013). Отделение высококремнистой жидкости могло происходить в промежуточной камере при 350 МПа и 960°C; на уровень становления силла около 70 МПа поступала магма в виде кристаллической каши, сквозь которую мигрировал кислый расплав. Этот расплав испытывал фракционную кристаллизацию и вступал в реакционные взаимоотношения с минералами вмещающей среды. На уровне становления силла он закристаллизовывался в гранофировый агрегат при переохлаждении. На примере Валаамского силла показано, что после того, как фракционирование по классическому феннеровскому тренду достигнет конечного состава — феррогаббро, его продолжение с сопряженным снижением содержаний SiO_2 и Fe может быть связано с неполным отделением и перемешиванием обогащенных железом расплавов и отделившегося кислого расплава. Такой механизм может реализоваться при становлении мафической части массивов АМСГ-типа.

Ключевые слова: гранофир, феррогаббро, кварцевые монцониты, силл, массивы АМСГ-типа, расслоенные интрузивы, несмесь, фракционная кристаллизация, граниты А-типа, Фенноскандия

DOI: 10.31857/S0869590324030012 EDN: DBOCYT

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi:10.31857/S0869590324030077 для авторизованных пользователей

ВВЕДЕНИЕ

Кислую составляющую расслоенных интрузивов и массивов АМСГ-типа объединяет геохимический тип присутствующих в них гранитов А-типа, парагенезис с анортозитами и обогащенными железом мафическими породами: габбро, габброноритами (например, Wager, Brown, 1968; McBirney, 1996; Bonin, 2007; Shellnutt et al., 2009; Ларин, 2011; Latypov et al., 2020). Эти граниты обладают высокими содержаниями Fe, Ti, P, HFSE, REE и кристаллизуются при высоких температурах, низком содержании H_2O и низкой фугтивности кислорода (ниже буфера QFM) (Bonin, 2007; Foden et al., 2015).

В большинстве массивов АМСГ-типа граниты в количественном отношении играют доминирующую роль, для них характерна структура рапакиви, а для состава — появление высоко фракционированных разностей (топазовых лейкогранитов). Наличие комбинированных даек указывает на одновременное существование кислой и базитовой магм (Ларин, 2011). Происхождение гранитов в массивах АМСГ-типа остается дискуссионным и рассматривается в основном в рамках следующих моделей: плавления нижней коры с появлением мангеритовых и чарнокитовых магм, обусловленного воздействием базитовых расплавов (например, McLelland et al., 2010), либо они происходят за счет фракционирования ферросиенитов (йотунитов), которые представляют собой частичные выплавки из андерплейта, сформированного толеитовыми расплавами в основании коры (например: Frost, Frost; 1997), либо толеитовые магмы (высоко-Al базальты, возникшие за счет механизма ассимиляции-фракционной кристаллизации (AFC) толеитового базальта) в основании коры могут дифференцироваться с образованием анортозитов и кислых дифференциатов А-типа (например, Fred et al., 2020). Кроме того, данные по изотопному составу железа свидетельствуют о возможности появления гранитов А-типа за счет механизма несмеси-мости силикатных расплавов, один из которых обогащен Fe, а другой — Si (Zhu et al., 2015).

В расслоенных массивах кислые породы представлены преимущественно гранофирами (например, Namur et al., 2010; Skursch et al., 2020 и ссылки в этой работе); их количество варьирует, но обычно они составляют подчиненную часть интрузивов: в Скаергаардском интрузиве доля гранофира в верхних его частях (UZ и UBSy) оценивается около 5% (Bindeman et al., 2008 и ссылки в этой работе). Характерно проявление гранофира в виде отдельных линз, силлов, даек и жил. Происхождение кислой компоненты в расслоенных массивах является давним, но по-прежнему остро дискутируемым вопросом. Поскольку в таких массивах расплавы обычно фракционируют по толеитовому

тренду, то в них слабо представлены в количественном отношении породы среднего состава. Это подчеркивает бимодальное распределение, что позволяет привлекать породы среднего состава для рассмотрения проблемы появления “разрыва Дэли” (например, Shellnutt et al., 2009).

Фракционирование базальтовых расплавов по толеитовому (феннеровскому) тренду предполагает накопление Fe без увеличения содержания SiO_2 в расплаве и формирование феррогаббро в качестве конечного дифференциата (Fenner, 1929). Этот тренд в ряде случаев продолжается, последовательно или скачком, появлением расплавов с понижающимся содержанием Fe и возрастающим — SiO_2 , вплоть до ультракислых составов, т.е. формально по Боуэновскому тренду (Bowen-like trend, Leshner et al., 2023).

Природа этого позднего отрезка тренда дискуссионная: можно выделить три основные точки зрения на причины появления кислых расплавов в расслоенных интрузивах. Во-первых, многие исследователи полагают, что фракционная кристаллизация исходных базитовых и ферробазитовых магм в закрытой системе может продуцировать кислые остаточные расплавы. Эта точка зрения находит подтверждение как в геологических и петрологических наблюдениях (например, Namur et al., 2010; Skursch et al., 2020), так и в термодинамическом моделировании (например, Vantongerren et al., 2010; Shellnutt et al., 2009). Во-вторых, кислая компонента может представлять коровую выплавку под воздействием тепла базитовых расплавов, что подтверждается Sr, Nd и Pb изотопными данными (например, Troll et al., 2021). Наконец, в последнее время получает все больше подтверждений представление о формировании кислой компоненты за счет несмеси-мости между высоко-Fe и обогащенными Si расплавами, к которой приводит фракционная кристаллизация базальтового расплава по толеитовому (феннеровскому) тренду. Свидетельство этого механизма образования гранофиров следует как из наблюдений природных и экспериментальных микроструктур в породах расслоенных интрузивов (например, Holness et al., 2011; Honour et al., 2019), геохимии минералов (например, VanTongerren, Mathez, 2012), расплавных включений в минералах (например, Jakobsen et al., 2005), также и из результатов экспериментальных работ, в которых воспроизводится Fe-Si расплавная несмеси-мость (например, Charlier, Grove, 2012; Zhang et al., 2023; Lino et al., 2023), и термодинамического моделирования (например, Fischer et al., 2016; Lino et al., 2023).

В настоящей статье мы рассматриваем кислые породы в Валаамском силле мезопротерозойского возраста, сложенном дифференциатами, существенно обогащенными Fe (феррогаббро, феррогаббромонцонитами и пр.), и гранофировыми жилами. Этот силл пространственно ассоциирует

с крупным Салминским массивом АМСГ-типа, но по времени образования оторван от него на промежуток не менее 70 млн лет (Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997; Rämö et al., 2001). Это оставляет неопределенность в его генетической принадлежности к АМСГ-типу. Происхождение кислого расплава, формировавшего гранофировые жилы в силле, остается предметом дискуссии (Свириденко, Светов, 2008; Франк-Каменецкий, 1998): являлся ли он производным частичного плавления корового субстрата или результатом фракционной кристаллизации базальтового расплава?

Кристаллизация и посткристаллизационная история силла в стабильной внутриконтинентальной области позволила ему сохранить макротекстуры и микроструктуры быстро протекающих процессов, например, следы восходящих струй флюидных пузырей или гранофировые трубки (Свириденко, Светов, 2008), раскрывающих эволюцию расплава в малоглубинной камере, детали которой во многих случаях бывают стерты последующими деформациями.

Целью настоящей работы было установить механизм и условия происхождения гранофиров Валаамского силла на основе изучения петрографии, минералогии, геохимии и изотопной геохимии как самих гранофиров, так и вмещающих их пород. Мы рассматриваем этот силл с уникальной сохранностью кристаллизационных текстур и структур как природную лабораторию по изучению эволюции расплава в малоглубинной камере. Наши исследования показывают, что значительную роль в происхождении кислой составляющей силла играл механизм несмесимости силикатных расплавов. Кроме того, учитывая геологическую позицию силла как проявление финального эпизода формирования крупнейшей ассоциации массивов АМСГ-типа на Восточно-Европейском кратоне, мы полагаем, что расшифровка механизмов его образования и выявление роли несмесимости расплавов расширяет наши представления об эволюции комплексов с гранитами рапакиви и подчеркивает их сходство с расслоенными интрузивами, что может иметь значение для оценки их потенциальной рудоносности.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЛААМСКОГО СИЛЛА

Геологическая позиция Валаамского силла

Массивы АМСГ-типа Восточно-Европейского кратона образовались в интервале 1.67–1.45 млрд лет: на раннем этапе 1.67–1.49 млрд лет сформировались крупные массивы (Рижский, Выборгский, Салминский) в основном в центральной части свекофенской области, на позднем 1.38–1.45 млрд лет – мелкие гранитные и габбровые

массивы, базитовые дайковые рои и Валаамский силл на периферии свекофенской области (рис. 1а) (Brander, Söderlund, 2007; Johansson et al., 2022; Grabarczyk et al., 2023).

Валаамский силл приурочен к Ладожскому грабену, который характеризуется сложным внутренним строением с чередованием локальных горстов и впадин (Amantov et al., 1996; Artemieva, Shulgin, 2015); он выполнен толщей терригенных и подчиненных карбонатных осадков мезо- и неопротерозоя, мощностью от 350 до 600 м (например, Купцова и др., 2011). В западной части грабена магматических проявлений не установлено. Осадочные толщи, выполняющие восточную часть Ладожского грабена, вмещают эффузивные и субвулканические магматические проявления, представленные потоками ферробазальтов и андезитобазальтов, дайками ферродолеритов, субвулканическим телом Хопунваара и Валаамским силлом (рис. 1б).

В Северо-Восточном Приладожье ферробазальты слагают две толщи лавовых потоков, разделенные пачкой осадочных пород, их общая мощность достигает 155 м. Дайки ферродолеритов мощностью до 25 м, прослеженные по простиранию до 7 км (Lubnina et al., 2010), слагают рой север–северо-западного простирания в Северном Приладожье, их вмещают метаморфические породы свекофенид. Породы Валаамского силла содержат ксенолиты ферробазальтов, что установлено на о-ве Вильямой (Свириденко, Светов, 2008). Геологическая позиция ферробазальтов, с учетом их залегания среди осадков грабена, наиболее молодой циркон в базальном горизонте которых имеет возраст 1477 ± 8 млн лет (Купцова и др., 2011), указывает на формирование, близкое по времени к становлению силла. Для Валаамского силла известны U-Pb датировки по бадделиту: 1459 ± 3 и 1457 ± 2 млн лет (Rämö et al., 2001). В восточном борту грабена расположен крупный мезопротерозойский (1.57–1.53 млрд лет) Салминский массив гранитов рапакиви-кварцевых диоритов-анортозитов-габброноритов (Ларин, 2011).

Строение Валаамского силла

Породы Валаамского силла слагают Валаамско-Салминскую островную гряду в северной части Ладожского озера (рис. 1б). Площадь силла оценивается около 2000 км² (Франк-Каменецкий, 1998), но, учитывая данные геофизических исследований, площадь интрузива могла быть значительно большей и составлять около 16 тыс. км² (Светов, Свириденко, 1995). Мощность силла оценивается в 200 м (Светов, Свириденко, 1995).

В силле не установлено четкой расслоенности (например, Свириденко, Светов, 2008). Тем не менее не вызывает сомнений, что феррогаббро приурочены к нижней части силла, они установлены

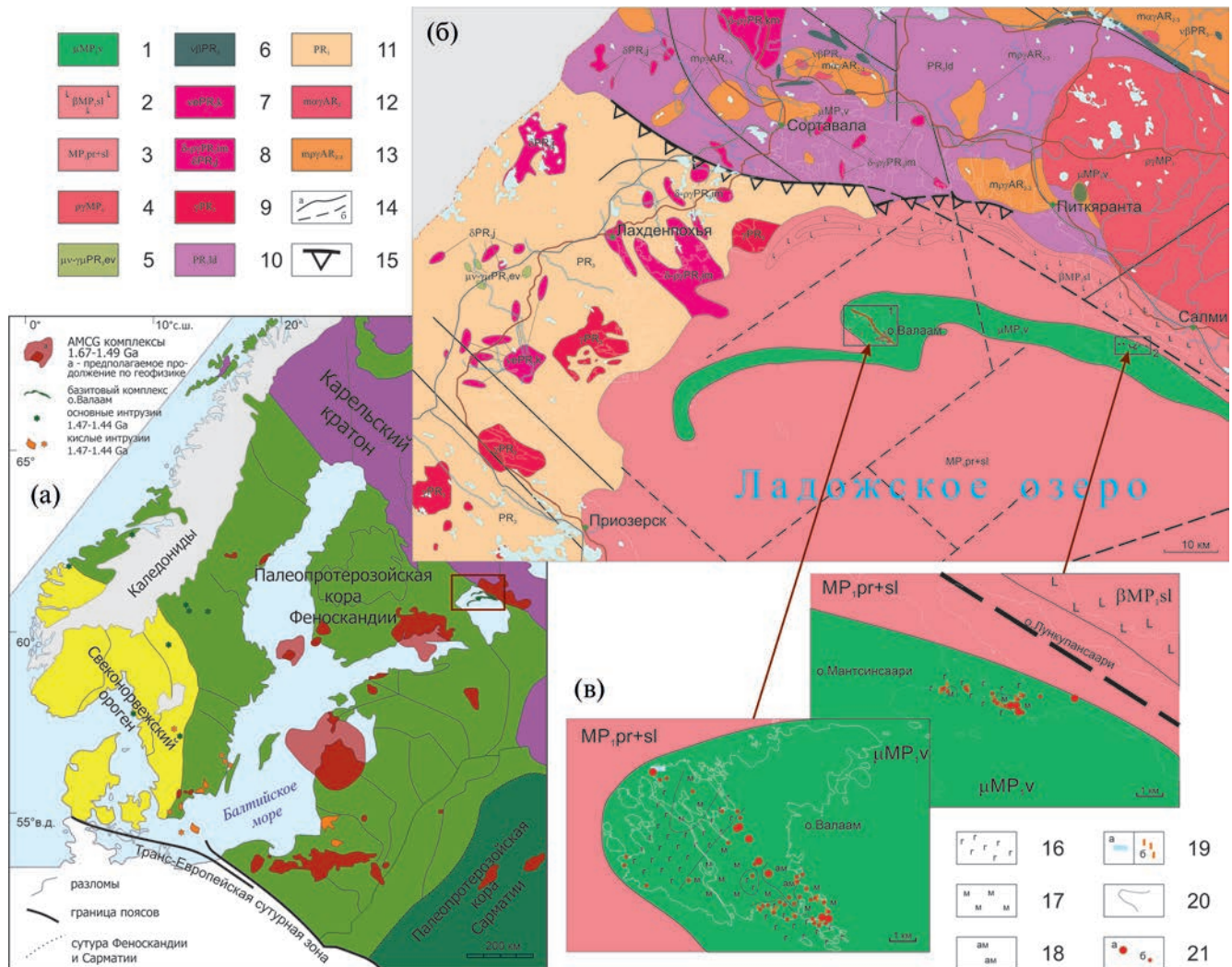


Рис. 1. (а) Геологическое положение Валаамского силла в структурах северо-запада Восточно-Европейского крата по (Brander, Söderlund, 2007) и (Grabarczyk et al., 2023), с дополнениями. Прямоугольником выделена область, показанная на (б).

(б) Геологическая схема Северного Приладожья показывает позицию Валаамского силла в пределах Ладожского грабена в области сочленения Карельского крата и свекофенской орогенной области. 1, 2: вулканическая ассоциация Ладожского грабена: 1 – Валаамский силла, феррогаббро, кварцевые ферромонцогаббро, монцодиориты, кварцевые монцониты, графические лейкограниты ($\mu\text{MP}_1\text{v}$); 2 – ферробазальты, салминская свита ($\beta\text{MP}_1\text{sl}$); 3 – алевриты, песчаники, приозерская и салминская свиты, ($\text{MP}_{\text{pr+sl}}$); 4 – Салминский массив АМСГ-типа (prMP_1). 5–11: Свекофенская орогенная область: 5 – Элисенварско-вуоксинский монцогаббро-монзонит-сиенит-гранитовый комплекс ($\mu\text{v}-\gamma\text{MP}_{\text{pr+ev}}$); 6 – диорит-базитовый комплекс ($\text{v}\beta\text{PR}_1$); 7 – куркиекский норит-эндербитовый (vePR_1k) и 8 – диорит-тоналитовые импиниеский и яккимский ($(\delta-\text{prPR}_1\text{im } \delta\text{PR}_1\text{j})$) комплексы; 9 – граниты нерасчлененные (γPR_3); 10 – ладожская серия, биотитовые гнейсы, кварц-сланцевые сланцы и другие метаморфиты (PR_1ld); 11 – исоярвинская метаморфическая толща, метатиффиты (PR_1). 12 – синскладчатые нерасчлененные плутонические комплексы, мигматиты, граниты ($\text{ma}\gamma\text{AR}_3$); 13 – мигматит-плагиигранитные комплексы Карельского крата (mryAR_{2-3}); 14 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 15 – Мейерский надвиг.

(в) – район работ. Геологическая основа по (Максимов и др., 2015; Степанов и др., 2004), с изменениями; геологические схемы участков детальных работ на островах, показаны прямоугольниками на (б): 16 – феррогаббро; 17 – кварцевые монцониты, 18 – амфиболовые кварцевые монцониты; 19 – жилы: а – кварцевых монцонитов, б – графических лейкогранитов; 20 – контуры разновидности пород; 21 – точки наблюдения: а – использованные в настоящей работе и в Supplementary 1, ESM_1, б – прочие.

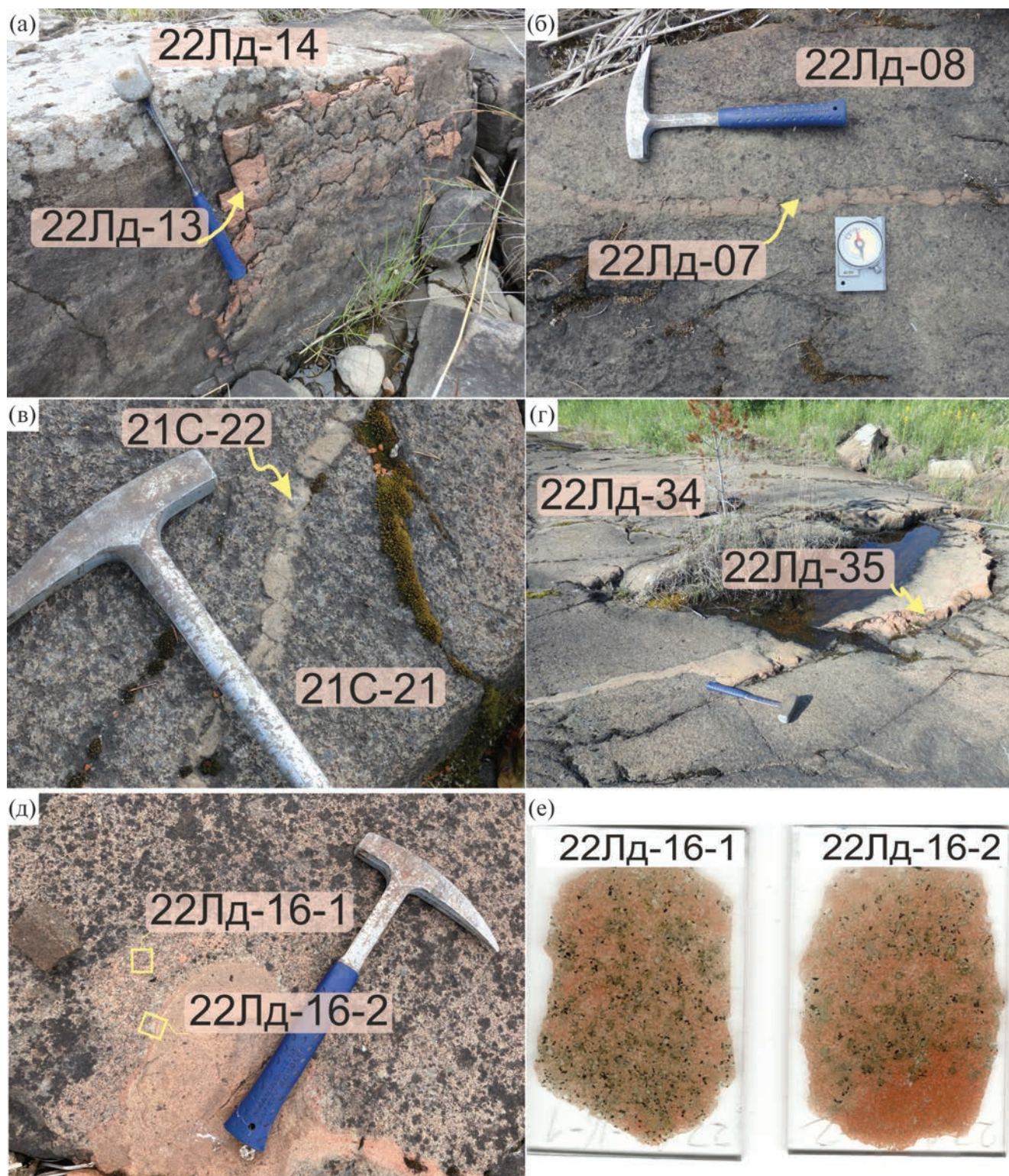


Рис. 2. Жилы графического лейкогранита и кварцевого монцонита в Валаамском силле: (а) и (б) жилы в кварцевом ферромонцогаббро на о-ве Лункулунсаари; (в) жила кварцевого монцонита в феррогаббро в северо-западной части о-ва Валаам; (г) пологая жила лейкогранитов в кварцевом ферромонцогаббро в юго-восточной части о-ва Валаам; (д) трубка графического лейкогранита в кварцевом ферромонцогаббро, о. Лункуунсаари; (е) сканы шлифов в соответствии с местом отбора на рис. 2д.

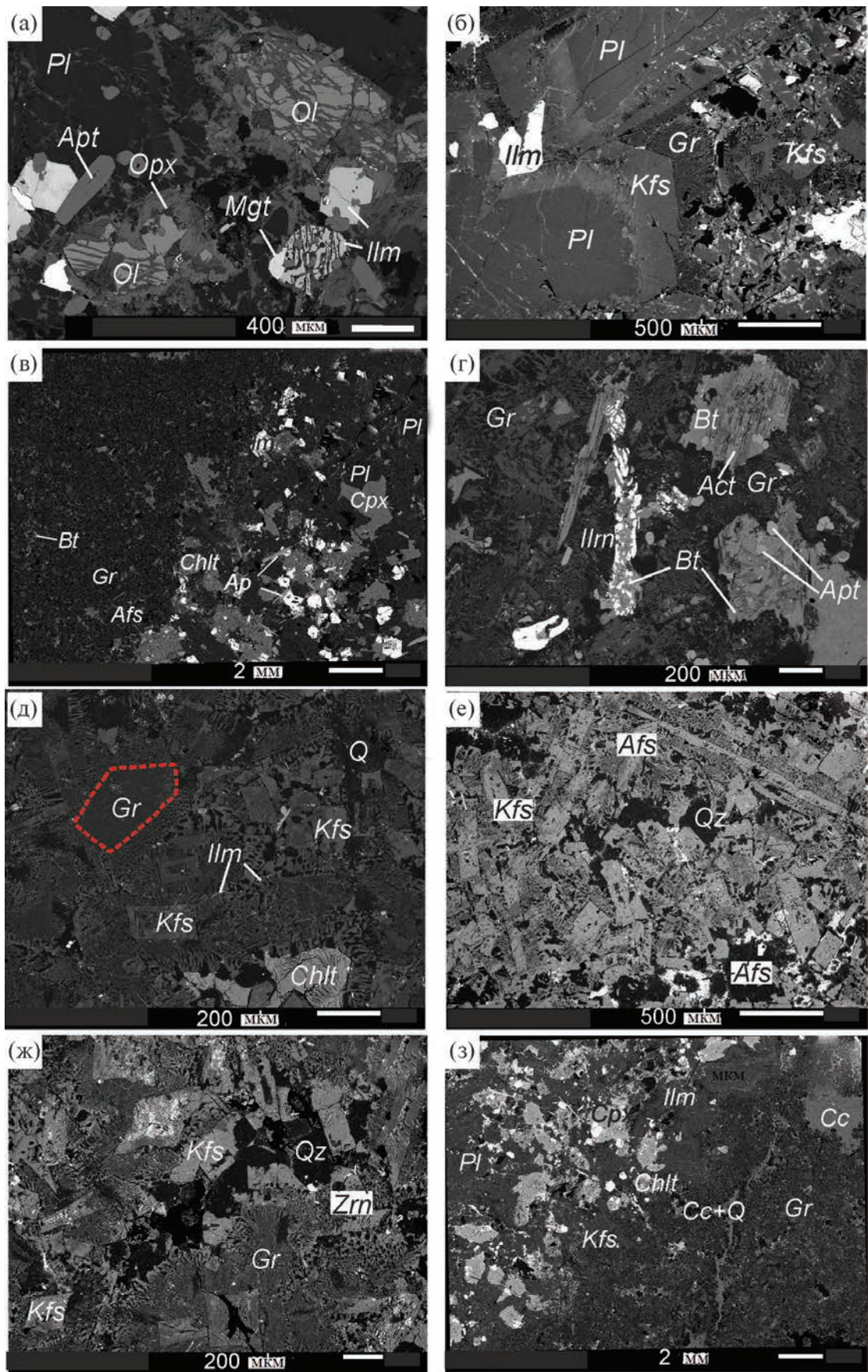


Рис. 3. Фотографии пород Валаамского силла в обратноотраженных электронах (BSE). (а) феррогаббро, на зерна железистого оливина нарастает ортопироксен, хорошо видны симплектитоподобные сростания ильменита и магнетита, а также отдельные зерна магнетита и апатита (обр. 21С-21); (б) кварцевое ферромонцогаббро. Наблюдается нарастание КПШ на зерна плагиоклаза, промежутки между крупными зернами полевых шпатов заполнены гранофировыми сростаниями калиевого полевого шпата и кварца (обр. 22Лд-06); (в) зона контакта между кварцевым феррогаббро (справа) и гранофировой частью образца жильного монцонита (слева). На контакте происходит нарастание КПШ на зерна плагиоклаза и замещение клинопироксена хлоритом и биотитом (обр. 21С-22); (г) контакт между жилой графического лейкогранита и кварцевым феррогаббро. Округлые зерна клинопироксена замещены биотитом и актинолитом, присутствуют симплектито-подобные сростания ильменита с амфиболом, апатит приурочен к ильмениту и замещенным зернам клинопироксена. Промежутки заполнены гранофировым агрегатом (обр. 22Лд-16); (д) графический лейкогранит, зерна полевого шпата полностью или частично замещаются мелкими гранофировыми сростаниями (GR), на которые нарастают более крупные гранофировые сростки, есть сохранившиеся реликты полевого шпата пятнистого облика (обр. 22Лд-06); (е) графический лейкогранит, между лейстами полевого шпата развиваются гранофировые сростания щелочного полевого шпата и кварца, в промежутках между гранофировыми сростками развиваются поздние ксеноморфные массы кварца и биотита (обр. 22Лд-13); (ж) графический лейкогранит, жила, выполненная кварцем и КПШ, плавно переходящая в гранофировые сростки калиевого полевого шпата и кварца (обр. 22Лд-06); (з) зона контакта между графическим лейкогранитом и кварцевым феррогаббро. На контакте между феррогаббро, сложенным сростаниями плагиоклаза и пироксена, происходит нарастание КПШ на плагиоклаз и замещение зерен клинопироксена амфиболом, через гранофир проходит тонкая жила, заполненная кварцем и карбонатом, также в гранофире встречаются полости, заполненные карбонатом (обр. 22Лд-06).

как на о-ве Валаам в центральной части, так и на о-ве Лункулунсаари в восточной части силла, их вскрытая мощность над урезом воды озера достигает первых—десятки метров. Основная часть силла в центральной части (о. Валаам) сложена феррогаббро и феррогаббромонцонитами, в которых появляются протяженные линзовидные прослои массивных кварцевых монцонитов, мощностью в десятки метров, причем по мере продвижения в северо-восточном направлении, к предполагаемой кровле силла, доля монцонитов возрастает (рис. 1в). Здесь же в монцонитах появляются жилы гранофира красной окраски, формирующие густую сеть (рис. 2). В восточной части, на о-вах Лункулунсаари и Мантинсаари, массивные монцониты менее характерны и гранофировые жилы секут феррогаббро и кварцевые ферромонцогаббро (рис. 1в).

Позиция и характеристика гранитных жил в Валаамском силле

В Валаамском силле среди феррогаббро и монцонитов распространены гранофировые жилы двух основных генераций: ранние серой окраски мощностью до 3 см и поздние красной окраски мощностью 20—30 см; первые встречаются в нижней части силла, вторые — в верхней его части; кроме того, присутствуют гранофировые трубки диаметром до 80 см (Свириденко, Светов, 2008). Наши наблюдения в целом подтверждают эту картину (рис. 2).

“Серые” жилки сложены мелкозернистым с участками гранофирового агрегата монцонитом (см. ниже раздел Петрография). Такие жилки редки; нами встречена жилка мощностью 5 см субмеридионального простирания среди феррогаббро

в северо-западной части о-ва Валаам (мыс Московский, обр. 21С-22) (рис. 2в).

“Красные” жилы широко распространены; нами они изучались в восточной—юго-восточной части о-ва Валаам и на о-вах Лункулунсаари и Мантинсаари. Жилы сложены графическим лейкогранитом (см. ниже раздел Петрография), вмещающими породами служат на о-ве Валаам массивные монцониты, а на других островах — также кварцевое ферромонцогаббро (рис. 2а, 2б, 2г). Жилы имеют как вертикальное (рис. 2а, 2б), так и очень пологое, субгоризонтальное залегание (рис. 2г). По данным (Свириденко, Светов, 2008), преобладающее простирание гранофировых жил в СЗ и СВ румбах (330° — 60°); согласно нашим наблюдениям, преобладают СВ и субмеридиональное простирание. Мощности жил варьируют от 2—3 до 20 см, пологие жилы обычно более мощные. В областях, насыщенных жилами (например, мыс Ладожский на о-ве Валаам, западная оконечность о-ва Лункулунсаари), их количество может достигать более 10 штук на 100 м разреза. Для жил характерны ортогональные сочленения и коленообразные изгибы.

В местах скопления гранофировых жил встречаются гранофировые трубки (рис. 2д, 2е). В поперечном разрезе это изометричные тела, которые могут соединяться с жилами, они сопровождаются ореолом развития во вмещающих породах щелочного полевого шпата. Подобные гранофировые образования в виде трубок, представляющие каналы, по которым кислый расплав поднимался сквозь неконсолидированный кумулат, описаны в ряде расслоенных интрузивов, например в массиве Скаергаард (Larsen, 2008). Подробное описание гранофировых трубок Валаамского силла приведено в работе (Свириденко, Светов, 2008).

Для областей интенсивного развития гранофировых жил характерно появление кварц-карбонатных жил мощностью 2–3 см (о. Валаам, о. Мантинсаари).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ВАЛААМСКОГО СИЛЛА

Породы в Валаамском силле представлены феррогаббро, кварцевыми ферромонцогаббро и кварцевыми ферромонцодиоритами, кварцевым монцонитами и графическими лейкогранитами (гранофирами). Кварцевые ферромонцогаббро и кварцевые ферромонцодиориты являются разновидностями, переходными от феррогаббро к кварцевым монцонитам.

Феррогаббро — крупнозернистая порода с порфировидной, субофитовой структурой, с элементами кумулятивных, пойкилитовых структур сложена крупными идиоморфными кристаллами клинопироксена (до 35%) часто в ортопироксеновой кайме, насыщенными включениями ильменита и в меньшей мере титаномagnetита, субидиоморфными кристаллами оливина (10%), на которые также может нарастать ортопироксен (рис. 3а), и длинно-таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (до 40%). Крупные выделения ильменита, часто в виде сростков с силикатными фазами (амфиболом, биотитом и др.), обрастающие магнетитом и замещаемые титанитом, составляют до 10% породы. В породе до 5% апатита в виде самостоятельных вытянутых кристаллов и включений в клинопироксене и оливине. Отмечаются единичные чешуйки биотита (рис. 3а).

Кварцевые ферромонцогаббро и кварцевые монцодиориты. В переходных разновидностях появляются кварц и К-На полевой шпат. Кварцевое ферромонцогаббро обладает субофитовой структурой с крупными кристаллами клинопироксена и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. В промежутках между кристаллами плагиоклаза присутствует гранофировый агрегат КПШ и кварца (рис. 3б). На зерна плагиоклаза нарастают каймы калиевого полевого шпата, а на клинопироксены — каймы амфибола, также происходит замещение клинопироксена биотитом и затем хлоритом (рис. 3г). В этих породах присутствуют сростки ильменита и амфибола с каймами магнетита, сростки ильменита с силикатным минералом, в которых он образует червеобразные выделения, эти сростки имеют эвтектоидный облик сокристаллизации двух фаз. Подобные сростки занимают около 5% от общего объема породы.

В кварцевом монцодиорите происходит увеличение доли гранофировой массы. Зерна клинопироксена часто присутствуют в виде реликтов в амфиболе (ферроэдените). В некоторых случаях амфибол полностью замещает кристаллы клинопироксена, есть зерна, где сохраняется кайма

амфибола, а центр зерна замещен смесью биотита, хлорита, мелкого кварца и карбоната. Помимо кайм калиевого полевого шпата, на плагиоклазе появляются отдельные кристаллы калиевого полевого шпата. Ильменит замещается титанитом. Гранофировый агрегат окружает кристаллы КПШ и сохраняет их морфологию. В интерстициальном пространстве появляются участки типа гнезд, где развиваются крупные идиоморфные кристаллы кварца (до 5 мм), ксеноморфные зерна и небольшие прожилки карбоната, листочки биотита, мелкие кристаллы циркона и иголки апатита (микромиаролы).

Кварцевые монцониты и амфиболовые кварцевые монцониты имеют среднезернистую структуру (размер зерен до 2.5 см), в межзерновом пространстве встречаются участки гранофировой структуры. Порода состоит из плагиоклаза (30%), К-На полевого шпата (25%), клинопироксена (5–10%), амфибола (10–15%), апатита (5%), сростаний ильменита с магнетитом (5%) и кварца (15%), также встречаются титанит, циркон и бадделлит.

В этих породах более интенсивно проявлен процесс нарастания кайм КПШ на зерна плагиоклаза, а также замещение зерен плагиоклаза К-На полевым шпатом и гранофировыми сростаниями. Гранофировый агрегат составляет значительную часть породы (20%).

Кристаллы клинопироксена имеют преимущественно ксеноморфный облик, часто обрастают каймами амфибола, также присутствуют отдельные зерна амфибола. Вблизи контакта монцонита и графического лейкогранита (гранофира) происходит замещение клинопироксена хлоритом и биотитом. Для ильменит-силикатных сростков характерны магнетитовые каймы, часто с ними сростаются удлиненные кристаллы апатита. В участках, близких к контакту с гранофирами, встречается замещение ильменита титанитом (рис. 3в). В породе отмечаются участки, выполненные идиоморфным кварцем, карбонатом, хлоритом, титанитом, апатитом и ильменитом.

Жильные монцониты отличаются меньшими размерами кристаллов, лейсты плагиоклаза достигают 1 мм, практически не встречается клинопироксен, темноцветные минералы представлены только амфиболом, также отмечаются гранофировые участки и участки с относительно крупным (до 2 мм) идиоморфным кварцем, хлоритом, биотитом и титанитом.

Графические лейкограниты (гранофиры) представляют собой породы с массивной текстурой, мелко-среднезернистой порфировидной структурой; структура основной массы — гранофировая, текстура массивная. Порода состоит из калиевого и К-На полевого шпата (45%), из кварца (40%), альбита (5%), хлоритизированного биотита (5%).

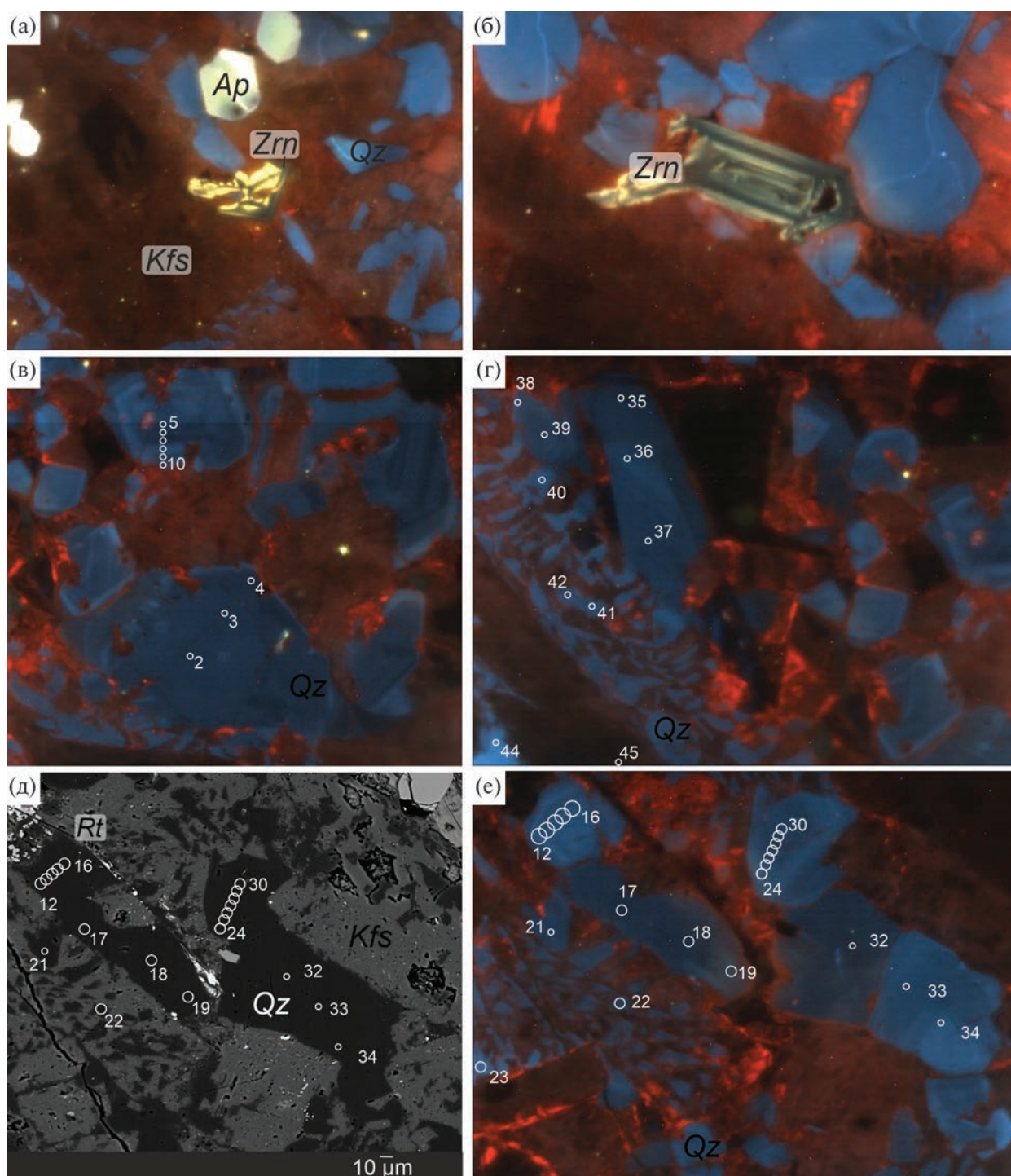


Рис. 4. Микроструктуры выделений циркона (а–б, обр. 22Лд-32а) и кварца (в–е, обр. 22Лд-25) в графических лейкогранитах.

(а) и (б) – CL изображения, циркон люминесцирует в желтых тонах с темно-серыми прожилками, апатит зелено-вато-желтый. (в), (г) и (е) – CL изображения, кварц люминесцирует в голубых тонах, более светлые области имеют более высокие концентрации Тi, в изолированных зернах хорошо выражена ростовая зональность с темными ядрами и светлыми периферийными зонами; щелочной полевои шпат светится в красных тонах. (в) – BSE изображение той же области, что и на (г) в CL лучах. В левом верхнем углу на (д) – светло-серое, на (е) – черное – выделения рутила в сростании с кварцем. Кружки и цифры рядом с ними – точки микрозондового анализа и их номера.

Встречается большое количество мелких (до 50 мкм) зерен циркона, в единичных случаях его содержание может достигать 5% (рис. 4). Помимо этого, в графических лейкогранитах отмечаются единичные зерна апатита, амфибола, ильменита, бадделеита, монацита и титанита. Отдельные участки гранофирового агрегата развиваются согласно морфологии кристаллов КППШ (рис. 3д). Также есть небольшие ксеноморфные участки, заполненные слюдой и хлоритом, вероятно, они являются псевдоморфозами по амфиболу или клинопироксену (рис. 3е). Гранофировая структура в этих породах чрезвычайно разнообразна, сростания сильно варьируют по размеру, и составу К-На полевого шпата, есть области сростания чистого КППШ и кварца, есть участки, в которых в гранофировых сростаниях представлены кварц и К-На полевой шпат (рис. 3е). Также в лейкогранитах есть участки с позднематматическим агрегатом идиоморфного кварца и калиевого полевого шпата, а также жилки, заполненные КППШ, карбонатом, альбитом и кварцем (рис. 3ж). Следует отметить, что многие зерна циркона также приурочены к выделениям карбоната.

Помимо жил, графические лейкограниты встречаются в трубках (рис. 2д, 2е), для них характерно реакционное взаимодействие с вмещающими породами, их минеральный состав незначительно отличается, в первую очередь тем, что для них характерны более высокие концентрации H_2O -содержащих минералов (хлорита, актинолита, биотита) по сравнению с жильными лейкогранитами. Содержание водных минералов может достигать 15% от общего объема породы, при этом для таких лейкогранитов характерны сростания ильменита и биотита (рис. 3г), а также замещение ильменита титанитом.

Микроструктуры кварца. В кварцевых монцонитах и графических лейкогранитах Валаамского силла представлены разнообразные микроструктуры выделений кварца. Их можно подразделить на изолированные зерна и гранофировый агрегат. Кварц также присутствует в виде несогласованных включений в полевоом шпате.

Изолированные зерна отличаются хорошо оформленными гранями призмы и дипирамиды и относительно крупными размерами 50–500 мкм в поперечнике (рис. 4). Наблюдаются одиночные зерна, окруженные кристаллами полевых шпатов или примыкающие к гранофировому агрегату, либо зерна группируются в кластеры по несколько штук (до 3–5 зерен) в виде коротких цепочек (рис. 4).

Такие цепочечные кластеры из зерен кварца, как полагают (Dyck, Holness, 2022), возникают в расплаве, когда зерна кварца могут свободно перемещаться и поворачиваться друг относительно друга; соответствующие условия в кислом расплаве могут существовать, пока доля кристаллов не достигнет 0.2–0.3.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор и подготовка образцов

Образцы для исследований отбирались как из жил графических лейкогранитов и кварцевых монцонитов, так и из вмещающих их пород. Образцы расположены на профиле, пересекающем Валаамский силл с СЗ на ЮВ вкост простирания скрытой расслоенности силла (рис. 1в). Всего нами исследовано 27 образцов (см. Supplementary²1, ESM_1), из которых были изготовлены шлифы на эпоксидной смоле, подготовлены пробы для химического и изотопного анализа. Для всех образцов выполнен комплекс оптических, микросондовых и геохимических исследований, а для 10 образцов также анализ изотопного состава Sr и Nd. Подробное описание методов исследования приведено в Supplementary 2, ESM_2.

Сканирующая электронная микроскопия и ЭДС. Текстушно-структурное изучение взаимоотношения минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV Геологического факультета МГУ им. Ломоносова и Jeol JSM-5610LV в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН, Москва).

Катодолюминесценция. Изучение цветной катодолюминесценции (КЛ) проводилось в ИГЕМ РАН на базе электронно-зондового микроанализатора фирмы Cameca “MS-46” с использованием цифровой камеры высокого разрешения Videoscan 285.

Электронно-зондовый микроанализ (EPMA). Составы минералов определяли на волновом спектрометре JEOL JXA-8200 в ИГЕМ РАН. Анализ проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 20 нА и диаметре зонда 3 мкм.

Содержание Ti в кварце измерялось на том же приборе в ИГЕМ РАН. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 300 нА. Время измерения Ti (Ca, PETH)

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.xlsx — Местоположение изученных образцов на островах Валаам, Лункулунсаари.

Supplementary 2, ESM_2.xlsx — Методы.

Supplementary 3, ESM_3.xlsx — Составы минералов.

Supplementary 4, ESM_4.xlsx — Химический состав изученных образцов Валаамского силла.

Supplementary 5, ESM_5.xlsx — Концентрация Ti в кварце и расчет температуры насыщения по Zr.

Supplementary 6, ESM_6.xlsx — Модель 1 фракционной кристаллизации расплава феррогаббро, рассчитанная в программном пакете Melts.

Supplementary 7, ESM_7.xlsx — Модель 2 фракционной кристаллизации расплава феррогаббро, рассчитанная в программном пакете Melts.

Supplementary 8, ESM_8.xlsx — Масс-балансовый расчет фракционной кристаллизации расплава феррогаббро.

составляло 200 с на пике и по 100 с на фоне. Предел обнаружения (3σ) 15 ppm.

LA-ICP-MS. Содержание Ti в кварце также определялось с помощью метода LA-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения “Element-XR” с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с лазерной приставкой OP-213 в Институте геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН, Москва). Полученные данные обрабатывали в программе Glitter (Van Achterbergh et al., 2001).

РФА. Содержания главных компонентов пород определяли методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН на спектрометре PW-2400 производства компании Philips Analytical B. V.

ICP-MS. Концентрации микроэлементов в 22 образцах были определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в Институте технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (Черноголовка) с использованием аналитических протоколов (Karandashev et al., 2017).

Изотопный анализ Sr и Nd. Изотопный состав Sr и Nd в валовых пробах пород был определен в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методом TIMS.

Геотермобарометрия. Для определения условий кристаллизации феррогаббро и кварцевых монцодиоритов были применены несколько минеральных геотермометров и геобарометров.

Для условий равновесия клинопироксена с расплавом температура и давление были рассчитаны с помощью клинопироксен-расплавного геотермобарометра с использованием уравнений 30, 31 и 33 (Putirka, 2008). Ошибки метода оцениваются в $\pm 42^\circ\text{C}$ для уравнения 33 и ± 2.9 и ± 3.6 кбар для уравнений 31 и 30 соответственно. Для оценки температуры сосуществующих полевых шпатов использовано уравнение 27b, ошибка составляет $\pm 30^\circ\text{C}$. Температура и фугитивность кислорода для сосуществующих магнетита и ильменита оценивались по по Uvsp-Plm термооксидометру, ошибки метода составляют $\pm 70^\circ\text{C}$ и ± 0.4 log ед. соответственно (Sauerzapf et al., 2008).

Температура и давление кристаллизации ферроэденита как в отдельных кристаллах, так и в обрастающих клинопироксен широких каймах рассчитывались по (Ridolfi, 2021). Использование этого метода для совокупности составов отдельных кристаллов (в которых определялись составы как в центре, так и на периферии кристалла), так и в широких каймах ферроэденита по клинопироксену обосновывается соблюдением двух основных критериев равновесия с расплавом (Ridolfi et al., 2010): гомогенностью составов амфиболов во всех петрографических позициях ($\text{Al}^{\text{IV}} = 0.87 \pm 0.12$ apfu и $K_A = 0.19 \pm 0.01$

apfu, $N = 22$) и вполне идиоморфным габитусом отдельных кристаллов и обрастаний. Ошибки метода: $\pm 22^\circ\text{C}$ для температуры и $\pm 12\%$ (1 δ) для давления, однако в нашем случае могли быть выше, из-за более низкого содержания Mg в амфиболах по сравнению с выборкой, использованной для калибровки геотермобарометра. Оцененные нами P - T параметры для амфибола находятся в пределах калиброванных значений (Ridolfi, 2021).

Для расчета температуры и давления кристаллизации кварца с использованием концентрации Ti в нем (TitaniQ) мы использовали две модели: HA12 (Huang, Audétat, 2012) и Z20 (Zhang et al., 2020). Модель HA12 была калибрована в интервалах 600 – 800°C и 1 – 10 кбар для распределения Ti между кварцем и Ti-содержащим водным флюидом; однако рекомендована для магматических пород (Huang, Audétat, 2012). Результаты оценки температуры по этой модели совпадают с оценками, полученными с помощью других геотермометров, гораздо лучше, чем для других моделей (Acosta et al., 2020). Эта модель широко используется для оценки температур кристаллизации кварца в различных кислых породах (например, Seitz et al., 2018). Модель Z20 была калибрована в интервалах 700 – 900°C и 0.5 – 4 кбар для распределения Ti между кварцем и алюмосиликатным расплавом. Ошибки метода — $\pm 25^\circ\text{C}$ и ± 0.2 кбар соответственно. Поскольку в кварце графических лейкогранитов присутствует рутил (рис. 4д), при расчетах активность TiO_2 была принята равной единице. При расчете температуры насыщения кислого расплава по циркону были использованы уравнения из (Borisov, Aranovich, 2019; Boehnke et al., 2013; Gervasoni et al., 2016).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов

Составы минералов представлены в Supplementary 3, ESM_3.

Оливин присутствует в части разновидностей габбро, где слагает отдельные зерна или небольшие кластеры из 2–5 зерен идиоморфного и субидиоморфного облика. Кристаллы оливина часто содержат вросстки апатита, редко ильменита, имеет железистый состав и содержит 40–42% форстеритовой молекулы, резко обеднен Ni (30–80 мг/г) и обогащен Ca (1000–1600 мкг/г) и Mn (6200–6300 мкг/г).

Клинопироксен представлен авгитом, встречается преимущественно в феррогаббро, отдельные зерна этого минерала присутствуют в кварцевых ферромонцогаббро и кварцевых монцонитах. В феррогаббро его зерна преимущественно незональные, встречаются тонкие железистые каймы. Магнезиальность ($\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \times 100$, моль) клинопироксена варьирует 44–67, для кварцевых монцонитов она составляет 46–55; концентрации титана,

алюминия и марганца в минерале довольно низкие, в мас. %: TiO_2 0.22–1.1, Al_2O_3 0.61–2.0, MnO 0.32–0.57; состав ядер клинопироксена из феррогаббро и ферромонцогаббро близок к таковым в породах из расслоенного массива Скаергаард (Holness et al., 2011), краевые зоны и составы клинопироксенов из кварцевых монцонитов близки по составу к клинопироксенам из монцосиенитов массива Лофотен (Coint et al., 2020), как видно на рис. 5а.

Полевые шпаты. Плагноклазы распространены в феррогаббро, кварцевых ферромонцогаббро, монцодиоритах, кварцевых монцонитах. В этих породах центральные части зерен представлены плагноклазами состава андезин-олигоклаз ($An_{0.41-0.28}$), на которые нарастают четкие каймы К-На полевого шпата ($Or_{0.23-0.27}$) с повышенным содержанием BaO (1.5 мас. %). В кварцевых монцонитах на эти каймы в свою очередь нарастают каймы К-На полевого шпата с более высоким содержанием калия ($Or_{0.5}$) и низким содержанием бария. Также щелочной полевой шпат аналогичного состава образует отдельные крупные кристаллы в кварцевых монцонитах и встречается в зонах контакта феррогаббро и графических лейкогранитов и в гранофировых сростаниях с кварцем.

В графических лейкогранитах зерна полевого шпата представлены преимущественно чистым калиевым полевым шпатом с губчатой текстурой и пятнами К-На полевого шпата ($Or_{0.5}$), полевые шпаты в гранофировых сростках имеют аналогичный состав. Также в виде небольших ксеноморфных кристаллов встречается альбит вместе с идиоморфными кристаллами кварца.

Следует отметить, что для К-На полевых шпатов из монцосиенитов массива Лофотен (Coint et al., 2020) характерно большее обогащение аноритовым миналом (рис. 5б), что, вероятно, может указывать на более высокие температуры кристаллизации щелочного полевого шпата.

Амфибол и биотит. Водные силикатные минералы представлены биотитом и амфиболом, которые распространены в массивных и жильных кварцевых монцонитах и в графических лейкогранитах, а также в виде единичных зерен в феррогаббро и кварцевых ферромонцогаббро. Амфиболы представлены эденитами и ферроэденитами ($Mg\#$ 89–92), содержание TiO_2 варьирует от 0.6 до 2 мас. %, также для этих амфиболов характерно повышенное содержание F = 1.88 мас. %. Зерна практически однородные, наблюдаются незначительные вариации по магнезиальности от центра к их краю.

Слюды представлены промежуточными составами ряда аннит–сидерофиллит, для кварцевых монцонитов характерны более магнезиальные разности – флогопиты ($Mg\#$ 50–65), нежели для графических лейкогранитов ($Mg\#$ 30–55). Слюды по

составу довольно однородные, в рамках одного зерна зональность не наблюдается.

Апатит и титанит. Апатит характеризуется высоким содержанием F (до 5 мас. %), а также низкими концентрациями стронция и кремния (SrO до 0.4 мас. %, SiO_2 до 0.6 мас. %), отличий в составе апатита из различных пород не было выявлено. В апатитах из кварцевого ферромонцогаббро часто содержатся включения аннита.

Титанит часто замещает ильменит в кварцевых монцонитах и графических лейкогранитах, а также в зонах контакта графического лейкогранита и более мафических пород. Его состав характеризуется повышенным содержанием F (1.3 мас. %), содержание Al_2O_3 в титанитах варьирует (1.4–4.1 мас. %), также в некоторых образцах обнаружено незначительное содержание ниобия.

Магнетит и ильменит. Магнетит представлен во всех типах пород. Для него характерны вариации химического состава в зависимости от петрографического положения: для магнетита из каймы сростков с ильменитом характерно 10–12 мас. % TiO_2 , для магнетита, который сростается с ильменитом в кварцевых монцонитах, характерна неоднородная, пятнистая зональность и высокое содержание титана (17 мас. %), появление ламелей ильменита. В графических лейкогранитах встречается замещение ильменита титанитом и разрастание по трещинам высокотитанистого магнетита (19 мас. % TiO_2), концентрация Mn в таких магнетитах также довольно высокая (3.2 мас. % MnO). В некоторых графических лейкогранитах и кварцевых монцонитах присутствуют низкотитанистые разности магнетита (1 мас. % TiO_2), которые могут замещать высокотитанистые или нарастать на них. Ильменит содержит, в мас. %: MnO 0.6–0.8 и MgO 0.7–1.1; доля Fe^{3+} не превышает 0.08 форм. ед.

Циркон имеет устойчивый состав, содержание HfO_2 составляет 1–1.7 мас. %.

Химический состав пород

Основные и средние породы. Главные компоненты. В оливиновых феррогаббро (Supplementary 4, ESM_4) содержание SiO_2 варьирует 46.59–48.05 мас. % (здесь и далее в тексте в пересчете на безводный состав), концентрация TiO_2 высокая (3.50–3.60 мас. %), так же как и общее Fe_2O_3 16.90–17.99 мас. %. Магнезиальность пород составляет 34, сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) умеренная – 4.82–4.89 мас. % (рис. 6, 7а).

В кварцевых ферромонцогаббро и кварцевых монцодиоритах содержание SiO_2 изменяется от 51.80 до 57.10 мас. %, $Mg\#$ этих пород ниже, чем у феррогаббро и варьирует от 25 до 33. Содержание TiO_2 ниже, чем в феррогаббро (2.09–2.93 мас. %), так же

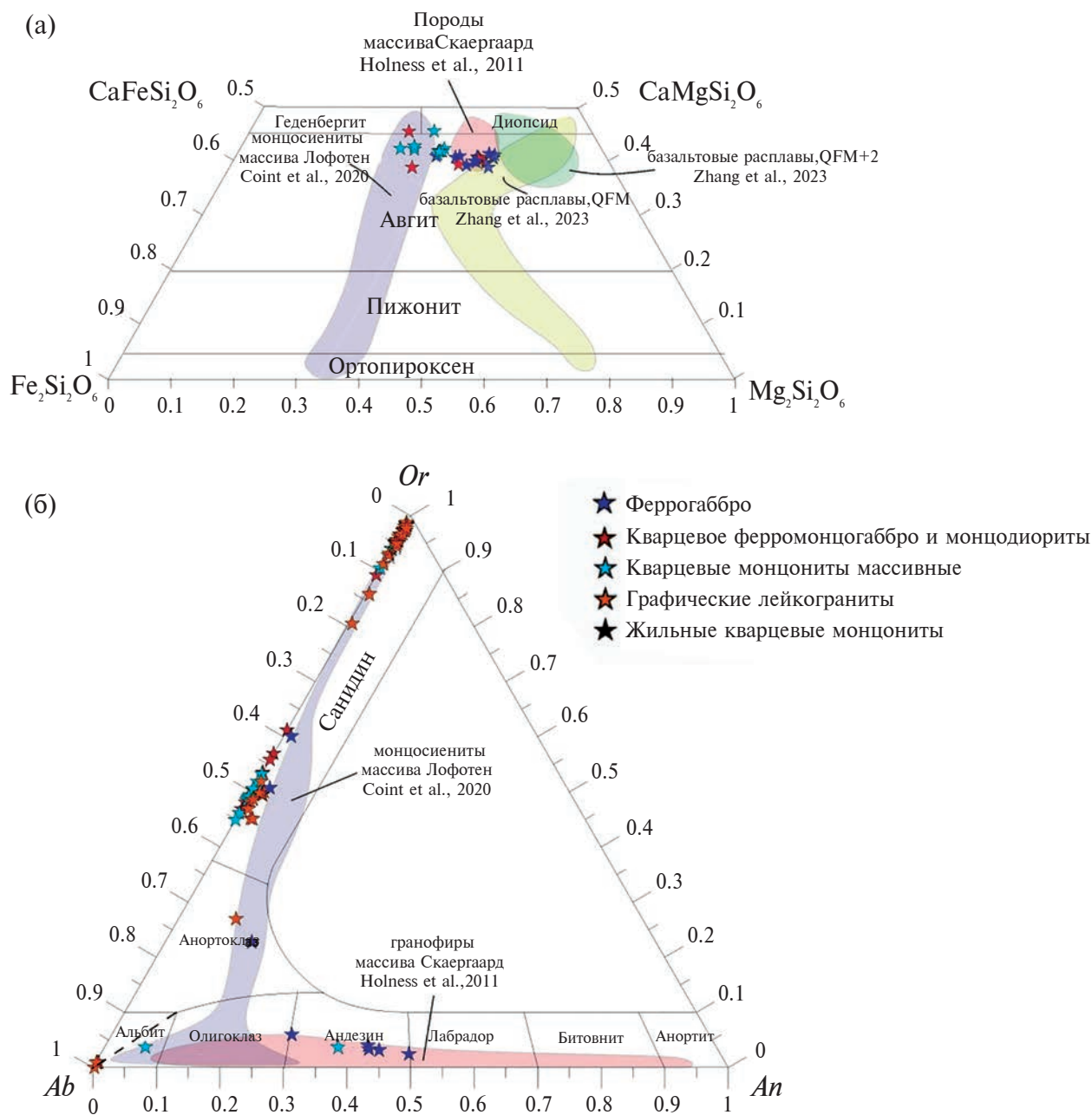


Рис. 5. (а) Диаграмма составов пироксенов из пород Валаамского силла в координатах $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. Дополнительно представлены поля составов пироксенов из гранофилов массива Скаергаард (Holness et al., 2011), монцосиенитов массива Лофотен (Coint et al., 2020) и из экспериментальных базальтовых расплавов, кристаллизовавшихся при фугитивности кислорода, соответствующей QFM и +2ΔQFM (Zhang et al., 2023). (б) Диаграмма составов полевых шпатов из пород Валаамского силла в координатах An - Ab - Or . Дополнительно вынесены поля составов полевых шпатов из гранофилов массива Скаергаард (Holness et al., 2011) и монцосиенитов массива Лофотен (Coint et al., 2020).

как и общее Fe_2O_3 (12.60–14.54 мас. %). Сумма щелочей составляет 5.38–6.63 мас. % (рис. 6, 7а).

В кварцевых монцонитах массива содержание SiO_2 еще более высокое (57.72–63.35 мас. %), но $\text{Mg}\# = 23$ –34 остается на том же уровне, что у кварцевых ферромонцогаббро и монцодиоритов.

Содержания TiO_2 и общего Fe_2O_3 ниже (1.13–1.85 и 9.43–12.77 мас. %, соответственно). Сумма щелочей – 6.86–8.16 мас. % (рис. 5, 6а).

Во всех породах Валаамского силла по мере увеличения содержания кремнезема происходит уменьшение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , общего

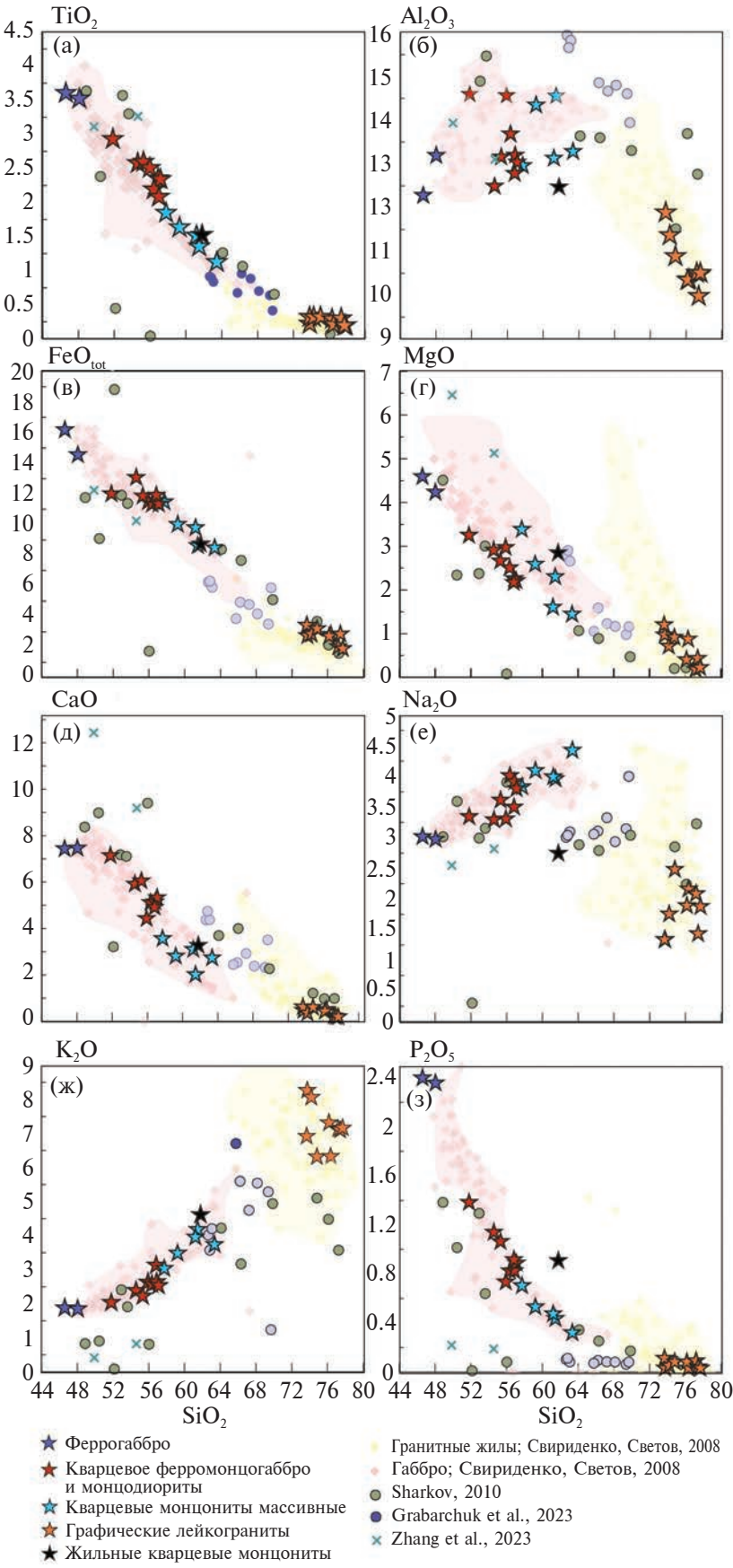


Рис. 6. Диаграммы Харкера для пород Валаамского силла в сравнении с опубликованными составами пород Валаамского силла (Свириденко, Светов 2008), пород Салминского массива (Sharkov, 2010), кислых пород Мазурского комплекса АМСГ-типа с возрастом 1.49 млрд лет (Grabarchuk, 2023) и экспериментальных данных для кристаллизации базальтов провинции Эмейшянь (Zhang et al., 2023).

Fe_2O_3 , MgO (рис. 6а–6в, 7), т.е. они демонстрируют “поздний” отрезок феннеровского тренда.

Схожий тренд наблюдается для пород Салминского массива АМСГ-типа (Ларин, 2011; Sharkov, 2010), а также пород массива Пиетково АМСГ-типа Мазурского комплекса в Польше (Grabarchuk et al., 2023) с возрастом 1495–1491 млн лет, который близок ко времени образования Валаамского силла (рис. 7б).

Кислые породы. Главные компоненты. Жильный кварцевый монцонит (обр. 21С-22, см. Supplementary 4, ESM_4) содержит, в мас. %: 61.79 SiO_2 , 1.54 TiO_2 , 9.70 общего Fe_2O_3 , 7.35 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), $\text{Mg\#} = 37$. По содержаниям главных компонентов соответствует массивным монцонитам (рис. 6, 7а). В графических лейкогранитах содержание SiO_2 повышено 73.66–77.69 мас. %, породы калиевые ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 3.8\text{--}6.1$) с низким содержанием CaO (0.19–0.62 мас. %).

Кислые породы попадают в поле анорогенных щелочных гранитов (рис. 8а). Они метаглинозими-

стые и агпаитовые: по индексу насыщения алюминием A/CNK – молярное отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0.88\text{--}1.1$, A/NK – молярное отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0.94\text{--}1.23$ (рис. 8б). Часть пород попадает в область железистых гранитов по Fe индексу ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$) (Frost, Frost, 2011), но имеют явный тренд в сторону увеличения магнезиальности (рис. 8в); все составы совпадают с таковыми гранитных жил Валаамского силла из работы (Свириденко, Светов, 2008).

Основные и средние породы. Редкие элементы. Феррогаббро, кварцевые ферромонцогаббро и монцодиориты имеют схожий между собой и с кварцевыми монцонитами фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов, нормированный на CI – углистый хондрит: $(\text{La}/\text{Lu})_N = 10.1\text{--}12.7$ и слабую положительную Eu-аномалию, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1\text{--}1.2$ (рис. 9). Распределение относительно РМ (примитивной мантии) в них также схожее: они имеют плоский профиль HREE, отрицательные аномалии Sr, Nb,

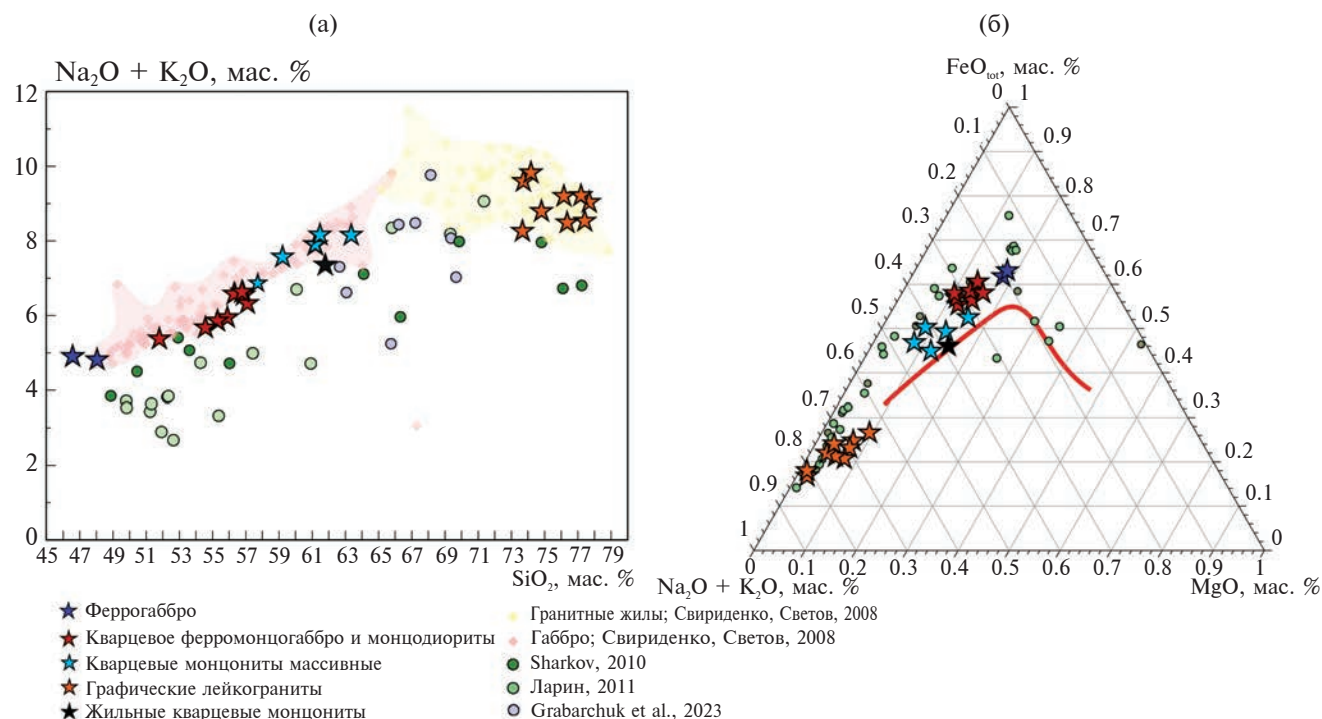


Рис. 7. (а) Диаграмма SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для пород Валаамского силла и (б) тренд кристаллизации на диаграмме АФМ пород Валаамского силла и Салминского массива. Для Валаамского силла также приведены данные из (Свириденко, Светов, 2008), для Салминского массива из (Sharkov, 2010; Ларин, 2011), для Мазурского комплекса из (Grabarchuk et al., 2023).

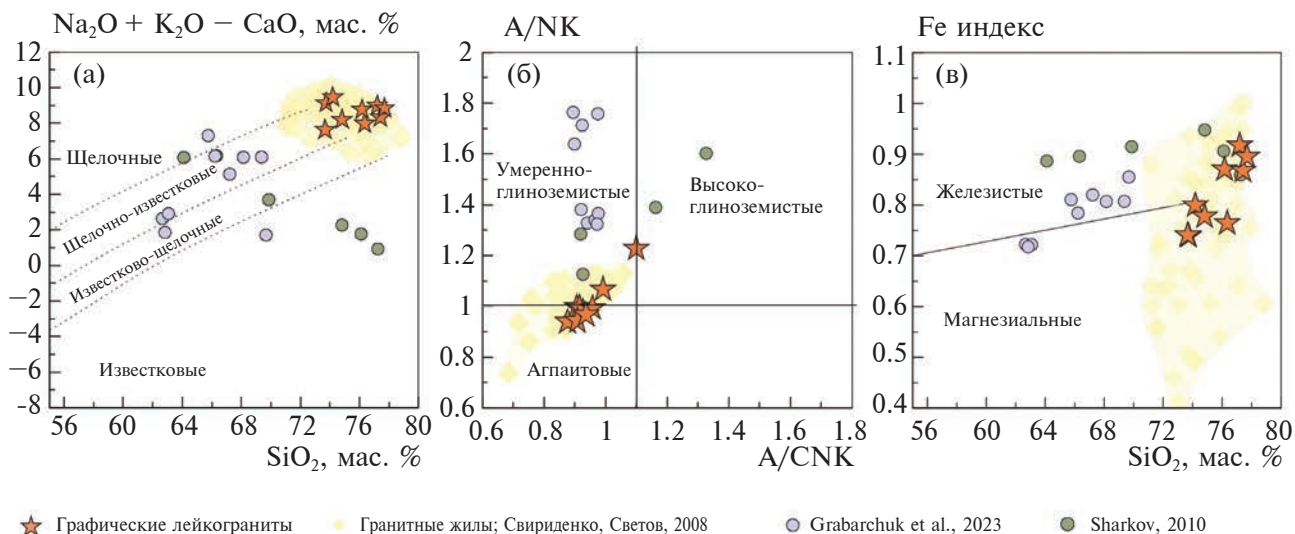


Рис. 8. Характеристика графических лейкогранитов по: (а) содержанию SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$, границы между щелочными, щелочно-известковыми, известково-щелочными и известковыми гранитоидами по (Frost, Frost 2011); (б) содержанию глинозема A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{A/CNK}$ ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, в молях; (в) Fe индексу $(\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ (Frost et al., 2001) в сравнении с кислыми породами Валаамского силла (Свириденко, Светов, 2008), Салминского массива (Sharkov, 2010) и массива Пиетково в Польше (Grabarchuk et al., 2023)

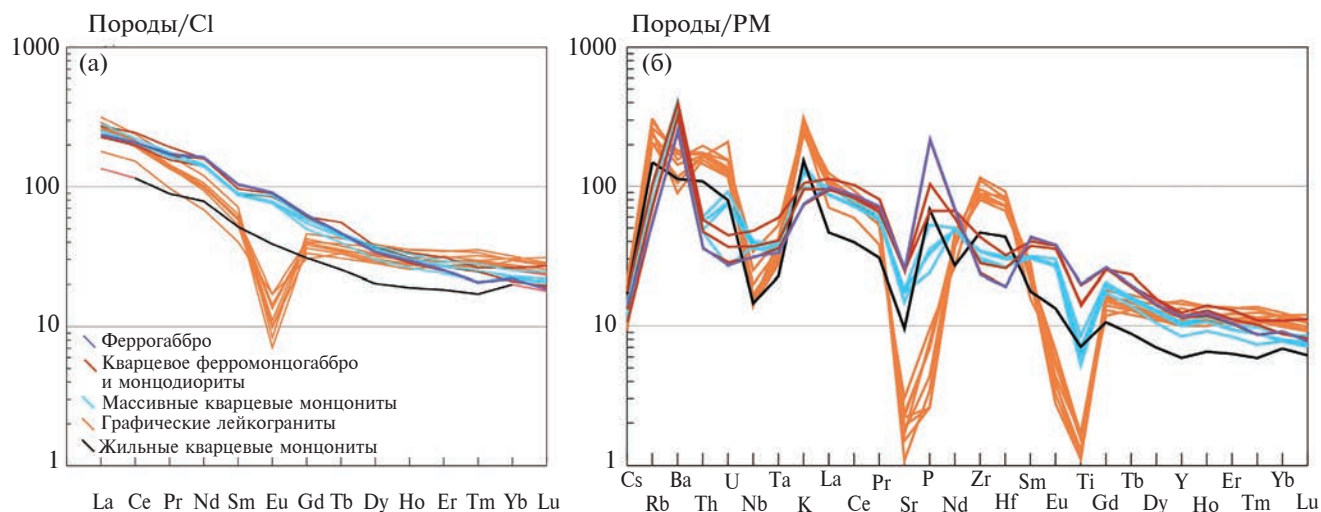


Рис. 9. Породы Валаамского силла, нормированные на (а) хондрит CI (Sun, McDonough, 1989); основные и средние породы имеют схожие спектры распределения со слабой положительной аномалией $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1-1.2$, в графических лейкогранитах наблюдается отрицательная аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.15-0.49$. Нормированные на (б) примитивную мантию по (Sun, McDonough, 1989). Во всех породах наблюдаются отрицательные аномалии Sr, Nb, Ta и Ti, в феррогаббро характерна положительная P-аномалия; в графических лейкогранитах появляются положительные аномалии K, Zr и Hf.

Ta, Ti и положительные аномалии Ba и P. В монцонитах U-аномалия положительная, а в кварцевых ферромонцогаббро — отрицательная.

Кислые породы. Редкие элементы. Жильные кварцевые монциты (обр. 21С-22, см. Supplementary 4, ESM_4), по сравнению с массивными

кварцевыми монцонитами, менее обогащены REE, в спектре REE отсутствует Eu-аномалия и порода обогащена Zr и Hf (рис. 9).

Спектры REE графических лейкогранитов умеренно фракционированные $(\text{La}/\text{Lu})_N = 5.8-12.1$, при этом легкие REE фракционированы

значительно сильнее, чем тяжелые, они характеризуются глубокой отрицательной Eu-аномалией, $Eu/Eu^* = 0.15–0.49$. Характер распределения REE в графических лейкогранитах подобен гранофирам из расслоенного массива Скаергаард (Hirschmann, 1992).

Распределение редких элементов относительно РМ в лейкогранитах имеет вид, типичный для геохимии гранитов А-типа: наблюдается обогащение HFSE, особенно Zr (до 1141 мкг/г) и Hf (до 23 мкг/г) при небольших отрицательных аномалиях Nb и Ta, плоский профиль тяжелых REE, глубокие отрицательные аномалии Sr, P и Ti.

Таким образом, в Валаамском силле фиксируются различия между кислыми породами и основными-средними: появление положительных Zr-Hf и Th-U аномалий и глубоких отрицательных аномалий Eu и P, уменьшение степени фракционирования тяжелых REE (рис. 9) в кислых породах.

Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав пород

Был изучен Sr-Nd изотопный состав оливинового феррогаббро, кварцевого ферромонцогаббро, жильного монцонита и графических лейкогранитов Валаамского силла (табл. 1).

Эти породы различаются концентрациями Sr, Rb и Nd и соответствующими отношениями: концентрация Sr весьма низкая в кислых породах и умеренная в основных, а содержание Nd весьма высокое в основных и средних породах (67–74 мкг/г) и существенно ниже в кислых породах (37–50 мкг/г); значение $^{87}Rb/^{86}Sr$ очень высокое в графических лейкогранитах (7.89–13.6), высокое в жильных кварцевых монцонитах (1.29) и умеренное в феррогаббро (0.2–0.28); значение $^{147}Sm/^{144}Nd$ несколько выше в основных и средних породах (0.122–0.129) и жильных кварцевых монцонитах (0.130), чем в лейкогранитах (0.112–0.119).

Изотопное отношение ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_T в основных и средних породах, как и в лейкогранитах, составляет 0.7043–0.7066 (табл. 1). Изотопный состав Nd демонстрирует весьма высокую гомогенность и не зависит от типа пород: $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от –9.6 до –11.2, причем наиболее высокое значение и наиболее низкое получены для лейкогранитов, тогда как основные и средние породы показывают значения $\epsilon_{Nd}(T)$ внутри указанного интервала.

P-T-fO₂ параметры кристаллизации пород

Циркон. В графических лейкогранитах установлены высокие содержания Zr (788–1141 мкг/г) и встречается много кристаллов циркона. Циркон наблюдался в виде скелетных кристаллов (рис. 4а), призматических удлинённых зерен с тонкой магматической зональностью (рис. 4б). Морфология

зерен циркона и отсутствие ксеногенных ядер в катодолюминесцентных изображениях позволяют говорить о быстрой кристаллизации зерен циркона из расплава, поэтому мы предприняли попытку оценить температуру кристаллизации, предполагая насыщение расплава Zr. При таком подходе температура магмы может отличаться от рассчитанной температуры (Siégel et al., 2018), но дает приближенную оценку температуры системы. Были использованы уравнения (Borisov, Aranovich, 2019; Boehnke et al., 2013; Gervasoni et al., 2016) и получены во всех трех случаях схожие температурные интервалы 850–1070°C (см. Supplementary 5, ESM_5). Для дальнейших рассуждений мы приняли $T = 850–960^\circ\text{C}$, по модели (Borisov, Aranovich, 2019), как наиболее сходную с температурами, полученными по другим минеральным сенсорам, например, по включениям кварца в щелочном полевоом шпате (табл. 2), и рассматриваем ее как близкую к ликвидусу лейкогранитного расплава.

Кварц в графических лейкогранитах представлен отдельными изолированными зернами среди гранофирового агрегата, кристаллами в сростках с КППШ в составе гранофирового агрегата (рис. 4) и отдельными кристаллами в парагенезисе с карбонатом в гидротермальных гнездах и прожилках. Кварц характеризуется свечением в катодолюминесценции в синих–голубых тонах (рис. 4), что указывает на его первичную магматическую природу (например, обзор в Shah et al., 2022).

Микроструктурные особенности кварца указывают на различные условия его кристаллизации. Наиболее вероятно, что кристаллизация раннего кварца в виде изолированных зерен могла происходить в промежуточной камере. Давление по модели Z20 (Zhang et al., 2020), если принять температуру минимальной, исходя из полученной по цирконовому геотермометру в 850°C, составит 320–370 МПа, что хорошо сходится с его оценками по клинопироксен–расплавному геобарометру (Putirka, 2008) от 220 до 440 МПа (табл. 2). Наиболее высокотемпературным оказалось включение кварца в щелочном полевоом шпате (~900°C), оно содержит 360 мкг/г Ti.

Отдельные зерна кварца среди гранофирового агрегата демонстрируют в катодолюминесценции выраженную обратную зональность с более темным ядром и светлыми периферическими зонами (рис. 4в, 4г, 4е). Концентрация Ti в ядре таких зерен кварца варьирует от 126 до 174 мкг/г, в периферических зонах – 174–252 мкг/г, в каймах крупных зерен и в мелких зернах установлены концентрации 66–120 мкг/г.

Поскольку в лейкогранитах в парагенезисе с кварцем присутствует рутил (рис. 4д), мы можем принять активность TiO_2 равной единице. В таком

Таблица 1. Изотопный состав Sr и Nd в породах Валаамского силла

Номер образца	Название породы	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _T	Sm*, мкг/г	Nd*, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Sm/ ¹⁴⁴ Nd ± 2σ	ε _{Nd} (T)	Sm-Nd, млн лет
21С-19	Оливиновое феррогаббро	30	459	0.188	0.708202 ± 16	0.70433	15.7	74.2	0.128	0.511443 ± 6	-10.5	
22Лд-37	Кварцевое ферромонцо-габбро	44	499	0.252	0.710115 ± 13	0.70492	13.9	67.0	0.126	0.511447 ± 8	-10.0	2813
22Лд-08	Кварцевое ферромонцо-габбро	38	445	0.249	0.709477 ± 11	0.70436	13.7	65.5	0.127	0.511451 ± 6	-10.1	
22Лд-14	Кварцевое ферромонцо-габбро	80	842	0.274	0.709949 ± 13	0.70431	14.0	65.5	0.129	0.51143 ± 5	-11.0	
22Лд-28	Кварцевый монзонит	62	368	0.493	0.715689 ± 13	0.70555	13.8	68.4	0.122	0.511365 ± 7	-10.9	2827
21С-22	Жильный кварцевый монзонит	99	220	1.29	0.731215 ± 17	0.70460	7.9	36.7	0.130	0.511448 ± 11	-10.8	
22Лд-35	Графический лейкогранит	110	40	7.89	0.866778 ± 16	0.70448	8.8	46.2	0.116	0.511372 ± 7	-9.59	2629
21С-13	Графический лейкогранит	136	37	10.7	0.925635 ± 49	0.70577	8.1	43.9	0.112	0.511252 ± 7	-11.2	2710
22Лд-13	Графический лейкогранит	152	32	13.6	0.986319 ± 32	0.70662	9.7	49.7	0.118	0.511368 ± 7	-10.1	2695
22Лд-07	Графический лейкогранит	132	41	9.26	0.894979 ± 700	0.70450	9.0	45.8	0.119	0.511342 ± 6	-10.8	2770

Примечание. Возраст для расчета принят в 1457 млн лет (Rämö et al., 2005); *данные ICP-MS и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd отношение, рассчитанное из этих значений; значения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_T пересчитаны с константой ⁸⁷Rb = 1.3972 × 10⁻¹¹ (Villa et al., 2015). Nd модельный возраст рассчитан по (DePaolo, 1981).

Таблица 2. T - P - fO_2 условия кристаллизации пород Валаамского силла

Феррогаббро	Кварцевые ферромонцогаббро и монцодиориты	Графические лейкограниты
Праймокристы <i>Spx</i> $T = 1040–1057^\circ\text{C}^1$; $P = 250–440\text{ МПа}^2$	Ферроэденыты ³ $T = 683–754^\circ\text{C}$; $P = 50–70\text{ МПа}$, Каймы <i>Mag</i> на <i>Ilm</i> ⁴ $T = 706–784^\circ\text{C}$; $fO_2 = +0.2 \div 1.2\ \Delta\text{QFM}$	Насыщение расплава и кристаллизация <i>Zrn</i> ⁵ $T = 863–974^\circ\text{C}$ Включение кварца в <i>Kfs</i> ⁶ $> 903^\circ\text{C}$ Изолированные зерна кварца $T = 793–871^\circ\text{C}^6$ $P = 320–370\text{ МПа}^7$ Кварц из гранофирового агрегата ⁶ $T = 617–704^\circ\text{C}$ Кварц из парагенезиса с карбонатом ⁶ $T = 630–734^\circ\text{C}$

Примечание. Модели, использованные при расчете: ¹(Putirka, 2008), ур. 30 и 31; ²(Putirka, 2008), ур. 33; ³(Ridolfi, 2021); ⁴(Sauerzapf et al., 2008); ⁵(Borisov, Aranovich, 2019); ⁶(Huang, Audéat, 2012); ⁷(Zhang et al., 2020); ⁸(Putirka, 2008).

случае, согласно TitaniQ термометрии, температура образования кварца по модели HA12 составляла $790–870^\circ\text{C}$ (Huang, Audéat, 2012).

В катодолюминесценции кварц из гранофировых агрегатов обычно демонстрирует однородное свечение в одинаково ориентированных вросках. По данным EPMA, содержание Ti в кварце из гранофира составляет $126–156\text{ мкг/г}$ в грубых прорастваниях. По данным LA-ICP-MS, содержание Ti в кварце из гранофира – $127–150\text{ мкг/г}$, что хорошо совпадает с данными EPMA.

Принято считать, что гранофировые микроструктуры формируются при $0.5–2.0\text{ кбар}$, однако собственно декомпрессия не является триггером процесса кристаллизации, основным контролирующим фактором является переохлаждение (Morgan, London, 2012). В нашем случае развитие ферроэденыта по клинопироксену позволяет оценить давление на уровне становления силла $\sim 70\text{ МПа}$. Для расчета температур кристаллизации кварца из гранофирового агрегата, по TitaniQ геотермометру, мы приняли $P = 70\text{ МПа}$, в таком случае температурный интервал кристаллизации мог составлять $620–700^\circ\text{C}$, по модели HA12.

Кварц из микроиарол и прожилков с карбонатом содержит $113–151\text{ мкг/г Ti}$ (по данным LA-ICP-MS), температура его кристаллизации оценивается в $630–730^\circ\text{C}$ (Huang, Audéat, 2012) или $570–670^\circ\text{C}$ (Zhang et al., 2020).

Другие минеральные сенсоры. В феррогаббро кристаллизация клинопироксена происходила при 1050°C и 350 МПа (среднее из оценок) (Putirka, 2008; табл. 2).

В кварцевых ферромонцогаббро и монцодиоритах ферроэденыты, которые образуют отдельные кристаллы и обрастают праймокристы железистого клинопироксена ($\text{Mg\# } 46–55$), кристаллизовались при $680–750^\circ\text{C}$ и $50–70\text{ МПа}$ (Ridolfi, 2021). Широкие магнетитовые каймы, нарастающие на выделения ильменита в этих породах, показывают по Uvsp-Ilm термооксидометру (Sauerzapf et al., 2008) близкие температуры ($700–780^\circ\text{C}$) и несколько варьирующие значения fO_2 от $+0.2$ до $-1.2\ \Delta\text{QFM}$. Амфибол из сростков с ильменитом показывает близкие к Fe-Ti оксидному сенсору температуры: $670–775^\circ\text{C}$ (Ridolfi, 2021).

Моделирование кристаллизации расплавов в Melts

Программный пакет Melts может быть использован для моделирования кристаллизации богатых Fe толеитовых расплавов (например, Toplis, Carroll, 1996; Lino et al., 2023), в том числе в расслоенных комплексах (например, VanTongeren et al., 2010; Fischer et al., 2016), и магм АМСГ-комплексов (например, Fred et al., 2020). В ряде работ было показано, что моделирование в Melts фракционной кристаллизации толеитовых базальтов приводит к составам, для которых в экспериментах и в природных объектах наблюдалось явление несмесиости обогащенных Fe и обогащенных Si жидкостей (например, Lino et al., 2023). Мы использовали этот программный пакет для моделирования кристаллизации расплавов Валаамского силла.

Параметры моделирования. В качестве исходного состава для моделирования мы выбрали феррогаббро, обр. L-10/1. Наш выбор основывался на

петрографическом облике породы и ее составе: в ней нет признаков кумулятивной структуры либо ассимиляции вмещающих пород, а состав типичен для силла и хорошо соответствует стандартному континентальному толеиту.

Кристаллизация моделировалась как изобарическая при давлении 200 МПа, которое было принято, исходя из минимальных оценок (табл. 2) и того, что такие же его оценки, основанные на минералогических данных, были определены для кристаллизации габбро, приводящей к появлению гранофира в Бушвельде (VanTongeren et al., 2010).

Ход кристаллизации толеитовых расплавов сильно зависит от окислительно-восстановительных условий и содержания воды в расплаве, как показано во многочисленных экспериментах (например, Toplis, Carroll, 1995; Bocharnikov et al., 2008; Zhang et al., 2023). Такие факты как отсутствие в феррогаббро водосодержащих фаз — амфибола и биотита, которые появляются только в кварцевых монцонитах, указывают на низкое содержание воды в исходном расплаве. Поздняя кристаллизация магнетита относительно ильменита (как указывают петрографические данные) при высоком содержании общего Fe в расплаве соответствует низкой фугитивности кислорода.

Мы провели моделирование для двух случаев: модель 1 — сухого расплава (0.2 мас. % H_2O) в восстановительных условиях ($\Delta QFM-1$) и модель 2 — расплава с большим содержанием воды (1.2 мас. % H_2O) в более окислительных условиях (QFM) (Supplementary 6, 7, ESM_6, 7). Выбор значений этих параметров учитывал данные экспериментов (например, Bocharnikov et al., 2008; Toplis, Carroll, 1995; Lino et al., 2023) и моделирования (например, Fischer et al., 2016; Toplis, Carroll, 1996) кристаллизации толеитовых расплавов, в том числе приводящей к несмесимости силикатных расплавов, которые показывают относительно сухие и восстановительные условия.

Влияние воды и окислительного потенциала на ход кристаллизации толеитовых расплавов рассмотрено во многих экспериментах, которые показали, что возрастание активности воды и fO_2 (например, Bocharnikov et al., 2008 и обзор в этой работе) будет препятствовать накоплению Fe в расплаве и сдвигать эволюцию расплава в сторону известково-щелочного тренда. Это согласуется с различием в полученных модельных трендах (рис. 10).

В целом эволюция расплавов Валаамского силла в Melts описывается комбинацией двух моделей, из которых одна воспроизводит поведение Fe и Ti, а другая — прочих компонентов, что может быть связано с особенностями Melts, как на это указывали (Toplis, Carroll, 1996). Параметры обеих моделей довольно близки, точки реальных составов в основном располагаются между

двумя модельными трендами, эти тренды хорошо соотносятся с экспериментальными данными (рис. 10). Мы полагаем, что полученные результаты дают основание считать, что кристаллизация расплавов, формировавших Валаамский силл, происходила в относительно восстановительных условиях, соответствующих fO_2 между буфером QFM и $\Delta QFM-1$, и эти расплавы исходно содержали низкую концентрацию воды (0.2–1.2 мас. %). Возможно, вариации этих параметров по ходу кристаллизации были связаны с контаминацией коровым веществом, что приводило к возрастанию aH_2O и fO_2 .

Моделирование показывает, что фракционная кристаллизация приводит к составам с содержанием SiO_2 до 66 мас. %, причем составы с 57–66 мас. % SiO_2 имеют содержания TiO_2 2.31–1.13 мас. % и K_2O 3.1–4.1 мас. %, что близко соответствует кварцевым монцонитам (2.8–1.16 и 3.0–4.6 мас. % соответственно); также близки модельные и наблюдаемые концентрации и для других оксидов в этих породах (рис. 10).

Для проверки полученных результатов мы провели расчет возможности получить состав кварцевого монцонита из феррогаббро методом масс-баланса. Расчет показал, что кристаллизация феррогаббро (обр. L-10/1) на 83% с осаждением минеральной ассоциации $0.16Ol + 0.10Cpx + 0.07Ilm + 0.46Pl + 0.02Kfs + 0.03Ap$ приведет к составу кварцевого монцонита, при этом доля расплава составит 17%, ошибка относительно природного состава $R = 1.69$ (см. Supplementary 8, ESM_8). Моделирование в Melts дает близкий состав кристаллизующейся ассоциации (модель 1: $0.05Ol + 0.03Opx + 0.16Cpx + 0.06Ilm + 0.42Pl + 0.02Ap$; модель 2: $0.06Ol + 0.04Opx + 0.15Cpx + 0.07Ilm + 0.37Pl + 0.02Ap$ и долю расплава: 23 и 28% соответственно (см. Supplementary 6, 7, ESM_6, 7).

Таким образом, составы кварцевых монцонитов могли быть достигнуты путем фракционной кристаллизации феррогаббро, однако в моделях не достигаются составы лейкогранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Происхождение гранитной компоненты Валаамского силла, так же как для многих расслоенных интрузивов и массивов АМСГ-типа, остается предметом дискуссии. По предположению, высказанному в работе (Франк-Каменецкий, 1998), кислые расплавы в Валаамском силле являются продуктом фракционной кристаллизации основных расплавов, а жилы лейкогранитов и линзы монцонитов были сформированы в процессе фильтр-прессинга. В работе (Свириденко, Светов 2008), на основании схожести геохимии кислых пород Валаамского силла и Салминского массива, высказывается предположение, что они образовывались при частичном

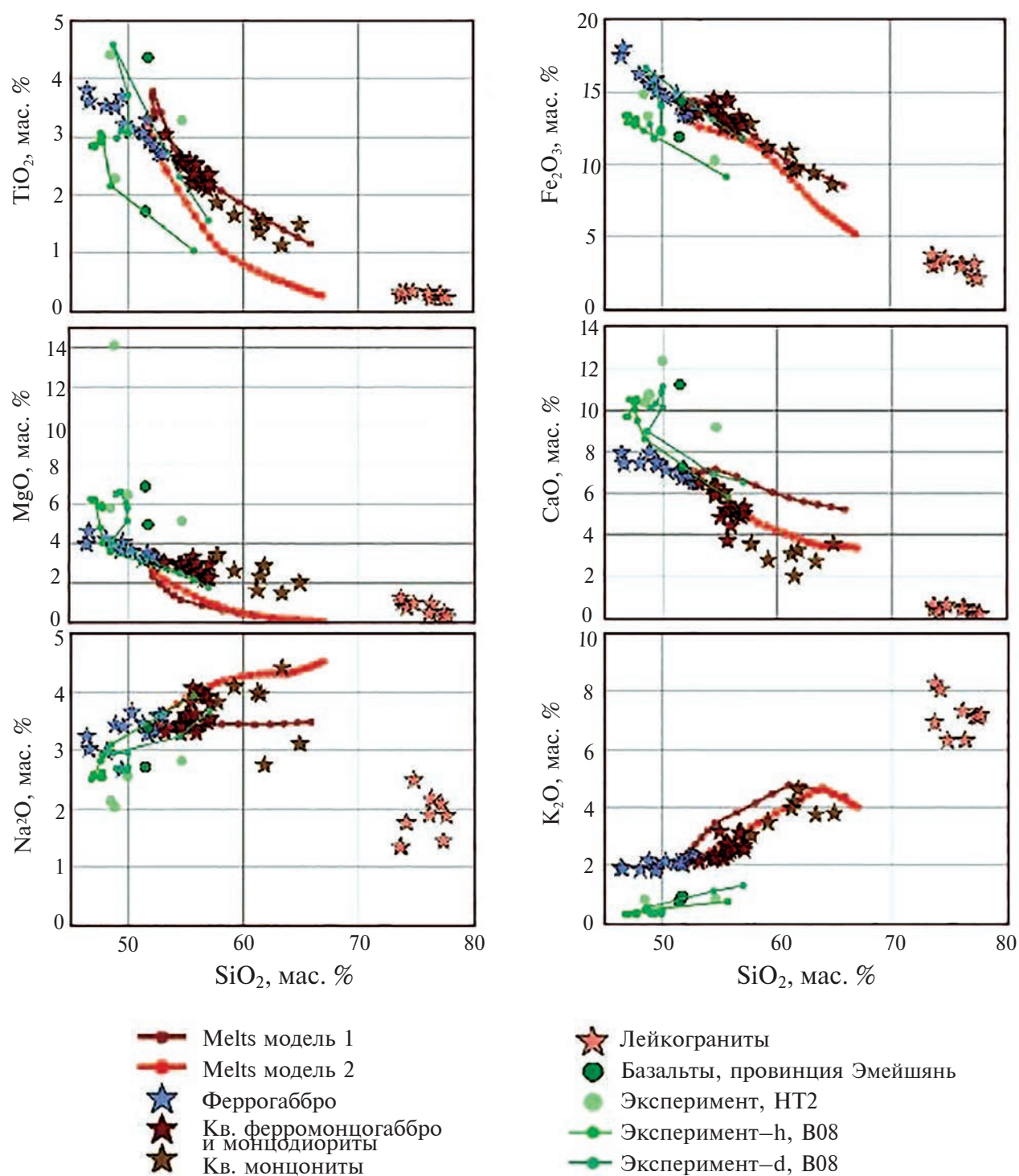


Рис. 10. Результаты моделирования эволюции расплавов Валаамского силла в Melts на диаграммах Харкера. Показаны модель 1 для сухого расплава (0.2 мас. % H₂O) в восстановительных условиях (ΔQFM-1) и модель 2 для расплава с большим содержанием воды (1.2 мас. % H₂O) в более окислительных условиях (QFM). Звездочки – составы расплавов Валаамского силла. Также показаны составы высоко-Ti и низко-Ti базальтов провинции Эмейшянь как пример типичных континентальных толеитов и эволюция расплавов толеитовых базальтов в экспериментах (Zhang et al., 2023) и (Botcharnikov et al., 2008) для водосодержащих (–h) и сухих (–d) условий.

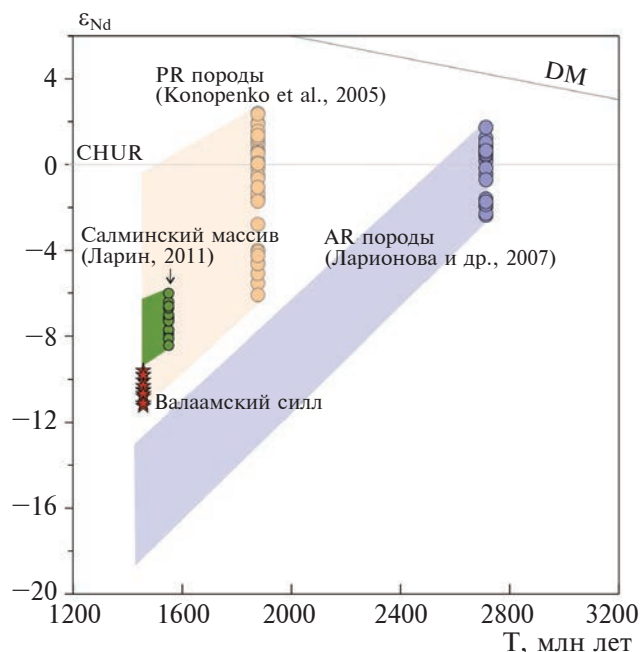


Рис. 11. Диаграмма ϵ_{Nd} –возраст (млн лет) для пород Приладожья. Для пород Валаамского силла использованы наши данные и данные из (Ramo 1991), для пород Салминского массива – из (Ларин, 2011). Фиолетовая область показывает эволюционный тренд для палеопротерозойских пород Северо-Ладжской области (Konopelko et al., 2005), для архейских пород запада Карельского кратона – из (Ларионова и др., 2007).

плавлении нижней коры под воздействием базитовых магм.

На диаграмме ϵ_{Nd} –возраст (рис. 11) все изученные нами породы Валаамского силла и данные (Rämö, 1991) лежат в поле эволюции палеопротерозойской коры Ладжского блока, которая имеет архейские модельные возрасты. Часть коры в этом регионе (гранито-гнейсовые купола) представляет собой фрагменты переработанного архейского фундамента, что подтверждается низкими изотопными значениями Nd, древними модельными возрастными и U-Pb архейскими возрастными ядер циркона (Konopelko et al., 2005).

Однако основные и средние породы в Валаамском силле имеют изотопный состав Nd, идентичный таковому в лейкогранитах (табл. 1), и это обстоятельство гораздо лучше согласуется с происхождением кислых пород за счет фракционирования и/или ликвации основных расплавов, чем выплавлением их из различных (мантийного и корового) источников.

Ниже обсудим фракционную кристаллизацию в основных и средних породах, возможные источники кислого расплава, в том числе свидетельства

процесса ликвации средних расплавов с появлением кислого расплава, и дальнейшую эволюцию кислого расплава.

Фракционная кристаллизация основных и средних расплавов и несмешимость высокожелезистого и высококремнистого расплавов

Порядок кристаллизации минералов и T - P - fO_2 параметры. Эволюционировавшие высоко-Fe и низко-Sa составы клинопироксена и плагиоклаза, так же как высоко-Fe состав оливина, позволяют предположить, что расплавы, из которых происходила кристаллизация, сами являются продуктом фракционной кристаллизации, которая, в случае фернеровского тренда, происходила без существенного повышения содержания SiO_2 , но со значительным накоплением Fe в расплаве.

Геохимическая, изотопно-геохимическая, петрографическая и петрохимическая близость пород Валаамского силла, от феррогabbро до кварцевых монцититов, указывает на их общее происхождение и тесную взаимосвязь, контролируемые фракционной кристаллизацией.

Вероятно, первой кристаллизующейся фазой был апатит, за ним следовал оливин, так как мы видим в нем только многочисленные включения кумулюсного апатита и иногда ильменита и не наблюдаем взаимных прорастаний с другими минералами, позже происходит обрастание оливина ортопироксеном (рис. 3а). После окончания кристаллизации оливина произошла кристаллизация клинопироксена и плагиоклаза, при этом кристаллизация клинопироксена происходила несколько раньше, чем плагиоклаза, так как в центральных частях зерен клинопироксена не было обнаружено включений плагиоклаза, однако в краевых зонах присутствовали их взаимные прорастания. Также наблюдаются срастания клинопироксена и плагиоклаза графического типа, что, вероятно, указывает на их совместную кристаллизацию. В клинопироксенах и плагиоклазах содержатся многочисленные включения апатита. Для выделений ильменита в сростках с силикатными фазами эвтектоидного облика, часто с магнетитовой каймой, характерна приуроченность к скоплениям оливиновых зерен. Дальнейшая кристаллизация продолжается уже с появлением ферроэдениита, который формирует либо отдельные кристаллы, либо нарастает на клинопироксен; биотита, который также может нарастать на клинопироксен или развиваться в интерстициальном пространстве; высоко-Ba КПШ, нарастающего на плагиоклаз; и позднего низко-Ti магнетита, который нарастает на высоко-Ti магнетит и ильменит.

Полученные оценки T - P - fO_2 параметров кристаллизации пород Валаамского силла суммированы в табл. 2. Ранее оценки T - fO_2 параметров

кристаллизации расплавов в магматической камере Валаамского силла были получены в работе (Франк-Каменецкий, 1998) и соответствуют: $T = 1100\text{--}950^\circ\text{C}$ и $f\text{O}_2 = 10^{-10.5}\text{--}10^{-11.5}$ ат., т.е. близко к буферу QFM, а в работе (Свириденко, 1970) условия кристаллизации монцонитов оценены как 900°C и 10^{-8} ат. Как видно, эти оценки в общем сходны с полученными нами для кристаллизации основных и средних расплавов (табл. 2). Для праймокрисстов клинопироксена получено значение давления 350 МПа, которое может указывать на положение промежуточной камеры в средней коре, но, учитывая большую ошибку $S_{\text{рх}}$ -расплавного геобарометра, достоверно можно говорить об этапе кристаллизации на уровне средней–верхней коры. Структурные особенности пород (отсутствие кумулусных структур, реакционных структур) и строение силла (неявно выраженная расслоенность), скорее, указывают на внедрение магмы на уровень становления силла в виде кристаллической каши.

Составы кварцевых монцонитов попадают в поле несмесимости. Эксперименты по кристаллизации ферробазальтов показывают, что в них не достигаются высоко- SiO_2 составы остаточных расплавов, соответствующие гранофирам с 72–77 мас. % SiO_2 , типичным для расслоенных интрузивов. В экспериментах (Botcharnikov et al., 2008) наиболее кислые составы имели 58 мас. % SiO_2 , в экспериментах (Toplis, Carroll, 1995) и (Lino et al., 2023) остаточные расплавы в сухих условиях имели содержание SiO_2 65–66 мас. %. В экспериментах (Zhang et al., 2023) было показано, что в ходе фракционной кристаллизации ферробазальтов с составами типичных континентальных толеитов при $f\text{O}_2 = \text{QFM}$ и $1100\text{--}1040^\circ\text{C}$ их остаточные расплавы с содержанием SiO_2 54–60 мас. % попадают в область несмесимости и распадаются на высоко- SiO_2 и высоко-Fe жидкости. В экспериментах (Lino et al., 2023) было показано, что для толеитовых базальтов несмесимость проявляется в составах с содержанием SiO_2 55–57 мас. % при 1010°C . Таким образом, эксперименты показывают, что толеитовые расплавы в области составов с 54–60 мас. % SiO_2 при $1010\text{--}1100^\circ\text{C}$ склонны к распаду на высокожелезистую и высококремнистую жидкости.

В Валаамском силле кварцевые монцониты, имеющие содержание SiO_2 от 57 до 65 мас. %, отличаются от более основных пород высокой дисперсией содержаний всех пороодообразующих оксидов, что хорошо демонстрируют диаграммы Харкера (рис. 6). Незакономерные вариации содержаний этих оксидов могут быть связаны с тем, что в магме за счет ликвации уже появились Fe- и Si-обогащенные расплавы, неравномерно распределенные среди кристаллической каши ввиду неполного отделения, гравитационного оседания железистого расплава, имеющего большую

плотность, и просачивания кислого расплава к дренирующим каналам.

В комагматичных Валаамскому силлу ферробазальтах салминской свиты установлена несмесимость высоко- SiO_2 и высоко-Fe расплавов (Nosova et al., 2022). На присутствие в центральных частях потоков ферробазальтов кислого стекла указывалось также в (Франк-Каменецкий, 1998). Содержание SiO_2 в кислых стеклах в среднем составляет 61.4 ± 7.1 мас. % (Nosova et al., 2022), что хорошо соотносится с результатами экспериментов для обогащенных щелочами толеитовых составов, в которых кислые стекла с Fe-обогащенными глобулами содержали 61–69 мас. % SiO_2 (Lino et al., 2023), и экспериментами (Zhang et al., 2023), в которых кислые стекла имели 65.8–74.2 мас. % SiO_2 . Эксперименты (Charlier, Grove, 2012) показали, что, если магма попадает в область несмесимости при 960°C , то кремнекислая жидкость может содержать 73–76 мас. % SiO_2 , но при более высоких температурах содержание SiO_2 будет ниже, что определяется формой бинодали.

На рис. 12а мы сравнили модельные и экспериментальные данные для кристаллизации состава HT2 (Zhang et al., 2023) высоко-Ti базальтов по параметру NBO/T, характеризующему полимеризацию расплава в зависимости от состава (например, Myson, 1986). Как видно из рис. 12а, во-первых, моделирование в Melts хорошо воспроизводит экспериментальные данные для базальта HT2 (Zhang et al., 2023), во-вторых – эволюция расплавов в модели 2 для $f\text{O}_2 = \text{QFM}$ и содержанием в исходном расплаве H_2O 1.2 мас. % очень близка к этим экспериментальным данным. Все модельные кривые входят в область несмесимости, пересекая поверхность бинодали, определенную при $1040\text{--}1050^\circ\text{C}$ (Zhang et al., 2023) или 1020°C (Charlier, Grove, 2012) (рис. 12).

Микроструктуры ильменита и магнетита. В основных и средних породах Валаамского силла выделения ильменита присутствуют в трех основных микроструктурах. Во-первых, это кристаллы с хорошо оформленными гранями, содержащие многочисленные округлые полиминеральные раскристаллизованные, силикатные гомогенные и сульфидные включения расплавного облика (тип 1), такие кристаллы часто наблюдаются в сростках с апатитом. Во-вторых, в виде ильменит-силикатных сростков (тип 2) – это срастания червеобразных выделений ильменита с клинопироксеном, амфиболом (рис. 13а–13д), с апатитом (рис. 13ж), с минеральным агрегатом силикатных фаз и апатита (рис. 13г) или полевым шпатом и гранофиром (рис. 13б, 13е). Они также могут содержать круглые сульфидные включения или вблизи них расположены округлые сульфидные глобулы (рис. 13в). Общий контур таких выделений округлый (рис. 13ж), размер их 500–1000 мкм по длинной оси.

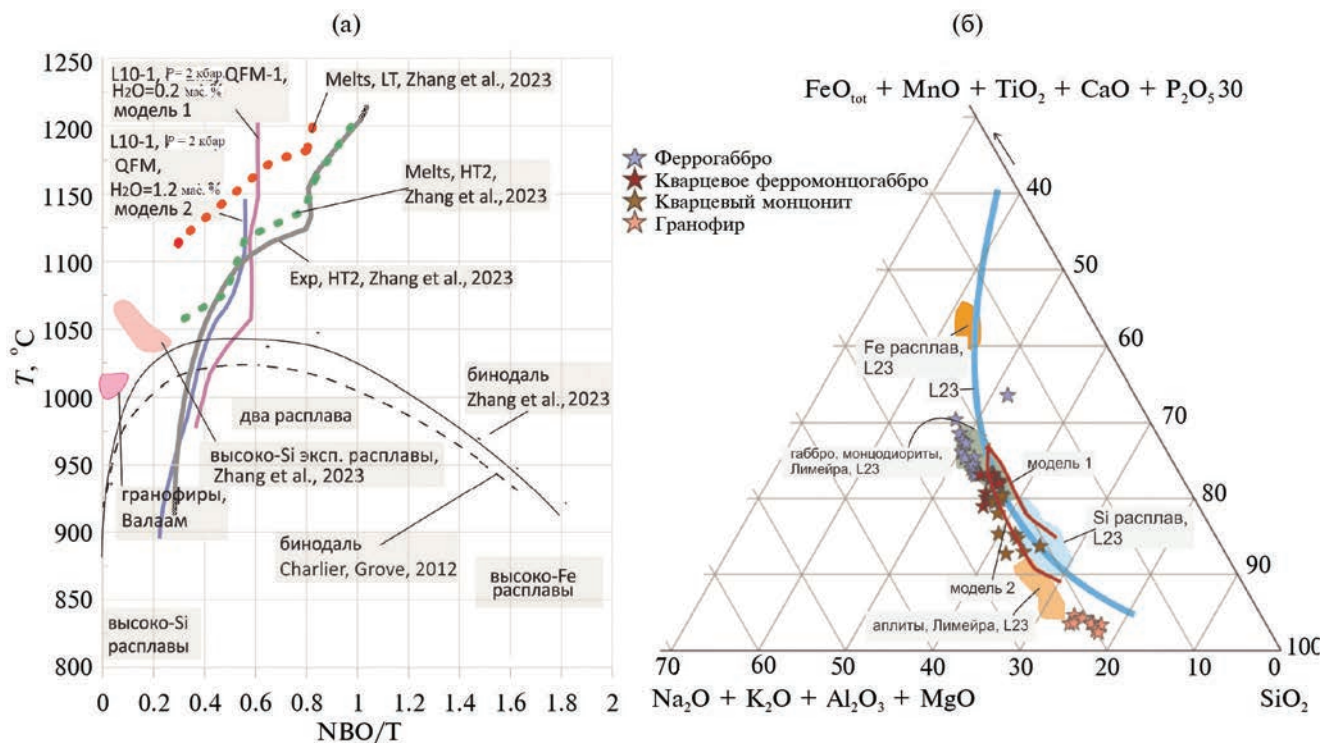


Рис. 12. Сравнение природных и модельных составов расплавов Валаамского силла с природными и экспериментальными составами, в которых наблюдалась несмесимость между Si- и Fe-обогащенными расплавами.

(а) модели 1 и 2 эволюции расплавов силла Валаам, рассчитанные в Melts, и линии экспериментальных составов высоко-Ti – зеленый пунктир и низко-Ti – красный пунктир толеитовых базальтов (Zhang et al., 2023); серая линия – модель Melts для высоко-Ti базальта из экспериментов (Zhang et al., 2023). Положение бимодали показано сплошной линией по (Zhang et al., 2023) и пунктирной линией – по (Charlier, Grove, 2012). NBO/T – доля немостиковых кислородов в расплаве.

(б) – составы пород Валаамского силла (звездочки) и модели 1 и 2 эволюции расплавов Валаама, рассчитанные в Riolythe-Melts, составы Si- (голубое поле) и Fe- (коричневое поле) обогащенных расплавов, полученных в экспериментах (Lino et al., 2023), а также составы пород массива Лимейра, которые использовались как стартовые составы в этих экспериментах (серое поле) и аплиты в этом массиве (Lino et al., 2023); положение границы области несмесимости (голубая линия) показана для обогащенного щелочами толеитового базальта по (Lino et al., 2023).

В-третьих, ильменит-силикатные сростки часто окаймлены магнетитом и общий контур симплектитового выделения имеет идиоморфный облик (рис. 13а, 13г). Размеры таких выделений типа 3 могут достигать 4000 мкм.

Кристаллы ильменита типа 1, скорее всего, являются праймокритами, захватившими при кристаллизации капельки сульфидной жидкости. Срастание ильменита с силикатными минералами отличаются по модальному составу от окружающей их гранофировой матрицы (скажем, в ильменит-ПШ или ильменит-биотитовых сростках мы не видим кварца, который чрезвычайно характерен для гранофирового агрегата). Ильменит-силикатные сростки и ильменит-апатит-силикатные сростки (тип 2) имеют облик, аналогичный сульфидным глобулам в расслоенных интрузивах: полиминеральное строение, контуры в целом округлые, но деформированные относительно

сферической формы, нарушаемые кристаллографическими очертаниями отдельных минералов (например, Barnes et al., 2017, 2023). Резкая граница между двумя расплавами в плутонических условиях не сохраняется ввиду продолжающейся фракционной кристаллизации и деформации в кристаллической каше, кроме того, отсутствие четкой сегрегации может быть связано с низкой поверхностной энергией раздела этих двух жидкостей (Veksler et al., 2010).

Fe-Ti-P-S обогащенный состав выделений типа 2 аналогичен составу глобул, которые присутствуют в ферробазальтах из лавовых покровов в Ладожском грабене. Такие глобулы Fe-Ti оксидного (ульвошпинель-магнетит-силикатного, часто с сульфидным ядром) состава расположены в высоко-Si-K апостекловатом матриксе, часто они налипают на кристаллы апатита (Nosova et al., 2022). Подобные глобулы хорошо известны в толеитовых

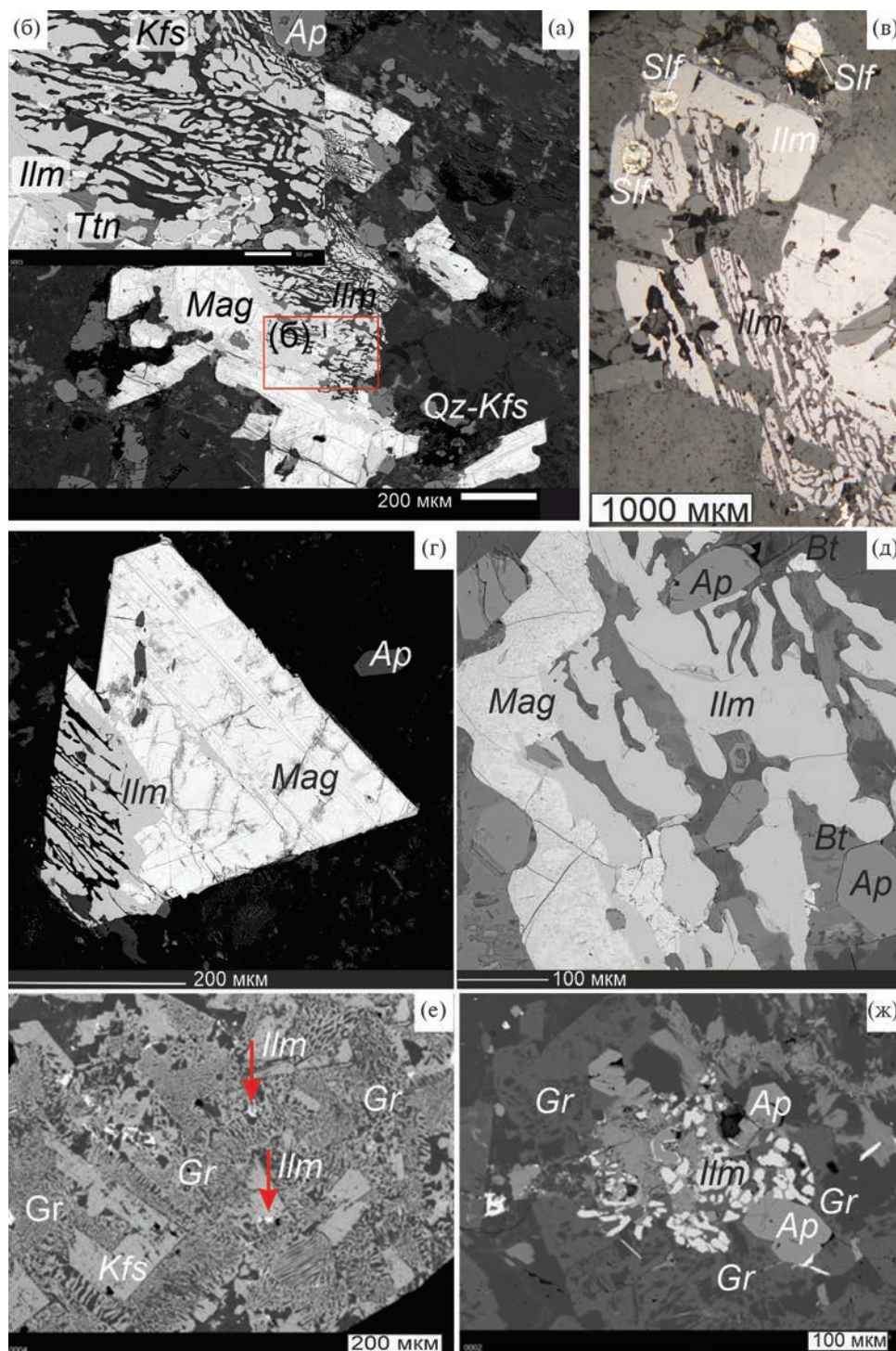


Рис. 13. Микроструктуры выделений Fe-Ti-оксидов в кварцевых монцонитах Валаамского силла: (а) — выделение Fe-Ti-оксидов, погруженное в гранофировый агрегат, выделение состоит в центре из тонких прорастаний ильменита и щелочного полевого шпата, содержит включения апатита, ильменит частично замещается титанитом, крайняя часть выделения сложена магнетитом; (б) — деталь на рис. (а), выделенная красным прямоугольником, BSE; (в) — ильменит-силикатный сросток в центральной части выделения и с периферической частью из ильменита с округлыми сульфидными включениями, еще одно округлое выделение сульфидов рядом, в верхней правой части снимка, отраженный свет; (г) — выделение Fe-Ti-оксидов в виде тонких сростаний ильменита со щелочным полевым шпатом, окруженных магнетитом с идиоморфными контурами, BSE; (д) — грубые червеобразные сростания ильменита с амфиболом, с каймой магнетита, BSE; (е) — ильменит-силикатные сростания (отмечены красной стрелкой) в гранофировом агрегате, BSE; (ж) — ильменит-титанит-апатитовое сростание в гранофировом агрегате, BSE.

базальтах: они появляются при расслоении богато-железом силикатного расплава на высоко-SiO₂ и высоко-Fe жидкости (Charlier et al., 2013).

Позиция высоко-Ti магнетита в выделениях типа 3 не очень ясна, однако во всех случаях магнетит образует периферическую часть Fe-Ti выделений, окаймляет сростки ильменита и силикатной фазы эвтектоидного облика (рис. 13а, 13в, 13г), что может указывать на более позднее происхождение магнетита. Появление магнетитовой каймы на ильменит-силикатных сростках может указывать на возрастание fO_2 в силу внешних воздействий либо в закрытой системе на относительное обогащение расплава Fe³⁺ за счет кристаллизации ильменита с предпочтительным вхождением Fe²⁺.

Подобные типам 2 и 3 неореакционные микроструктуры описаны как “ilmenite-rich intergrowths” в Скаергаардском интрузиве и в расслоенном массиве Синьцзе (Xinjie) в провинции Эмейшань; они рассматриваются как свидетельство несмеси расплавов и сосуществования обогащенной Fe и обогащенной Si жидкостей (Holness et al., 2011; Dong et al., 2013). Наиболее явным свидетельством этого феномена служит нахождение симплектикоподобных выделений Fe-Ti оксидов в гранофировом агрегате, что наблюдалось нами в породах Валаамского силла (рис. 13а, 13е).

Оценка температуры и фугитивности кислорода по минеральным сенсорам для Fe-Ti выделений (табл. 2) указывает на завершение их кристаллизации с образованием широких кайм магнетита на позднемагматическом этапе при 706–784°C и относительно восстановительных условиях.

Мы полагаем, что ильменит-магнетит-силикатные сростки графического облика в полнокристаллических породах Валаамского силла являются аналогом глобулярных микроструктур несмеси в базальтах.

Эволюция кислых расплавов

Микроструктуры кварца. Петрографические наблюдения свидетельствуют о трех типах микроструктур кварца в лейкогранитах: изолированные зерна и их кластеры, гранофировый агрегат и микромиаролы (рис. 4). Это разнообразие микроструктур указывает, что кристаллизация лейкогранитов могла происходить на разноглубинных уровнях и в изменяющемся флюидном режиме.

Изолированные зерна кварца формировались в условиях свободного роста при 733–843°C, тогда как кварц из гранофирового агрегата кристаллизовался в условиях переохлаждения при 616–694°C (табл. 2). Исходя из оценок давления по каймам ферроденита около 70 МПа (табл. 2), мы предполагаем, что кристаллизация графических лейкогранитов происходила при этом давлении. Наши оценки

температуры образования гранофиров соответствуют экспериментальным данным, которые показывают, что для водосодержащих гранитных расплавов, кристаллизующихся в гранофировый агрегат, необходимо переохлаждение до 200°C ниже солидуса (Maneta, Anderson, 2018 и ссылки в этой работе).

На катодолюминесцентных изображениях зерен кварца (рис. 4) мы не наблюдали следов растворения ядер, создающих криволинейные поверхности с заливами, которые типичны для фенокристов кварца из вулканитов (например, Seitz et al., 2018); зональность имеет непрерывный характер, что указывает на относительно спокойные без быстрой смены условия кристаллизации.

Температуру солидуса расплавов Валаамского силла оценить сложно. Ориентируясь на оценки температуры кристаллизации клинопироксена в кварцевых монцонитах (978–928°C, табл. 2), циркона в гранофирах (863–974°C, табл. 2) и включений кварца в щелочном полевоом шпате (903°C), мы можем предполагать солидус расплавов состава кварцевых монцонитов около 930°C. Эта оценка несколько ниже, чем предполагаемый солидус для расплавов массива Скаергаард: 1040–980°C (Thy et al., 2009), но сопоставима с ней. Солидус же гранофировых расплавов, исходя из петрографических свидетельств присутствия в нем флюида и оценок температур кристаллизации кварца, был ниже по крайней мере на 100°C.

Геохимические свидетельства фракционирования лейкогранитов. Как уже было сказано ранее, обогащенные Si расплавы после ликвации в экспериментальных системах имеют более низкое содержание кремнезема (61–69 мас. % SiO₂ (Lino et al., 2023) и 65.8–74.2 мас. % SiO₂ (Zhang et al., 2023)), чем в графических лейкогранитах Валаамского силла (73–78 мас. % SiO₂). Вполне вероятно, что кислый расплав фракционировал уже после ликвации и необходимо рассмотреть петрографические и геохимические свидетельства такого фракционирования. Обратимся к анализу жильных и массивных кварцевых монцонитов, содержание SiO₂ в которых превышает 57 мас. % – возможный состав, при котором могут возникать явления несмеси по результатам моделирования и экспериментов (рис. 12).

В магматических системах соотношения Zr/Hf, Nb/Ta и Y/Ho остаются постоянными в ходе эволюции из-за схожих геохимических свойств элементов, но при фракционной кристаллизации кислых расплавов эти соотношения будут уменьшаться (Wu et al., 2017). В графических лейкогранитах проявлен тренд смещения Nb/Ta в область фракционированных гранитов (рис. 14а). Значительная Eu-аномалия в спектрах распределения REE в лейкогранитах указывает на то, что они действительно образовались в результате экстракции из

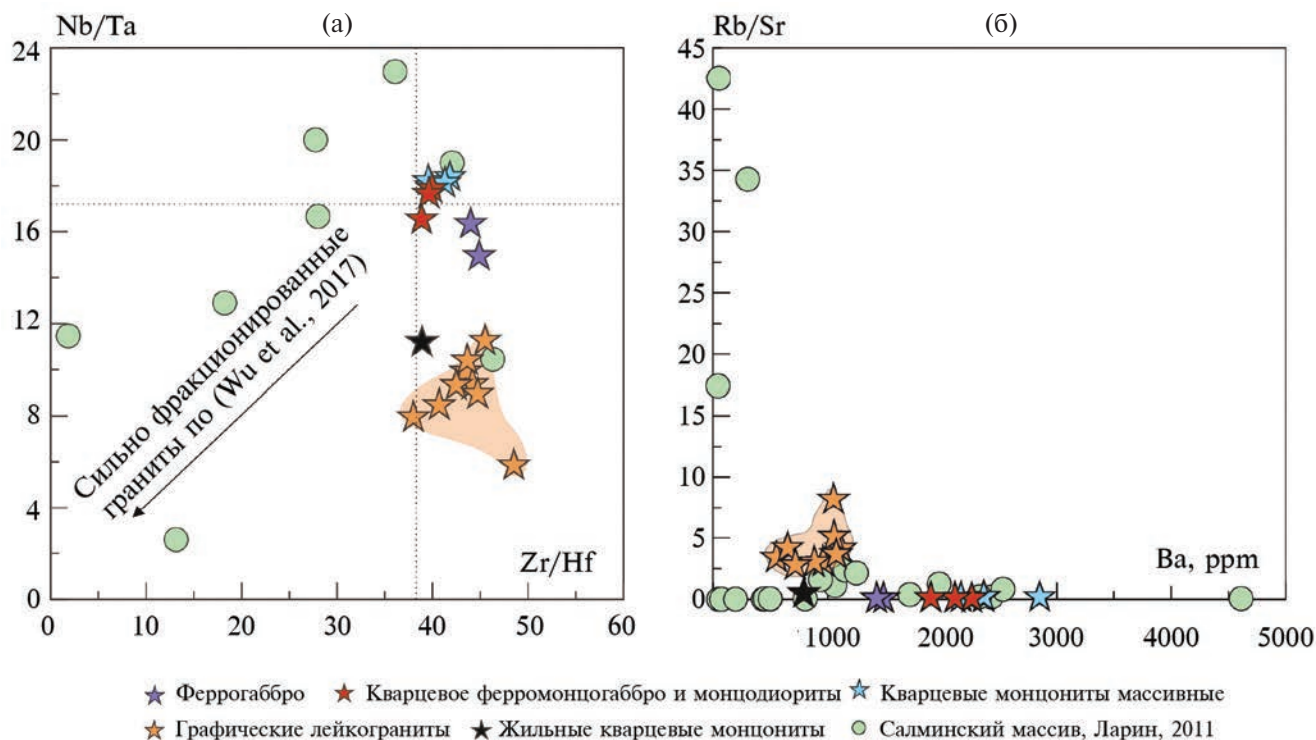


Рис. 14. Диаграммы Zr/Hf–Nb/Ta (а) и Ba–Rb/Sr (б) для пород Валаамского силла и Салминского плутона. Кислые породы Валаамского силла попадают в область слабо фракционированных пород, для сравнения нанесены данные сильно фракционированных гранитов из (Wu et al., 2017) и данные для Салминского плутона из (Ларин, 2011).

плагиоклаз-клинопироксеновой кристаллической каши (феррогаббро), куда распределялся Eu^{2+} , обедняя остаточный расплав европием.

В монцонитах происходит кристаллизация калиевых полевых шпатов, нарастающих на плагиоклазы, амфиболы и биотиты, на клинопироксены, причем в разных породах эти процессы поздней кристаллизации проявлены в различной степени. Данные минеральные ассоциации возникают в непосредственном контакте с гранофиром, что указывает на то, что их кристаллизация связана с этим кислым расплавом. В монцонитах и графических лейкогранитах немного возрастает значение Rb/Sr и уменьшается концентрация Ba, вероятно, за счет фракционирования калиевого полевого шпата (рис. 14б).

После частичной кристаллизации кислые расплавы могли экстрагироваться из кристаллической каши (Gelman et al., 2014) и иметь более фракционированный состав, чем в момент их отделения в результате жидкостной несмесимости. Разная степень фракционирования лейкогранитовых жил может быть связана как раз с разной степенью кристаллизации этих расплавов, еще когда они не экстрагировались из кристаллической каши.

Миграция кислого расплава и реакционное взаимодействие с вмещающими породами. Что же происходило с кислыми расплавами после экстракции?

Для того чтобы это понять, важно изучить границы жил графических лейкогранитов и определить, было ли какое-то взаимодействие с вмещающими породами после экстракции.

Все лейкогранитовые жилы можно разделить на три типа в зависимости от наличия реакционного взаимодействия с вмещающими породами (феррогаббро) и его типа или отсутствия такового взаимодействия.

Маломощные гранитные жилы без реакционной каймы на контакте с вмещающими породами могли образоваться в результате гидроразрыва кристаллической каши, наполненной межзерновым кислым расплавом. При этом происходила быстрая кристаллизация такого расплава, о чем свидетельствуют сама гранофировая структура. Следует отметить, что в подобных жилах практически отсутствуют ильменит-биотит-апатитовые сростания, которые образовывались в результате кристаллизации железистого расплава. Возможно, это связано с плохой просачиваемостью железистого расплава сквозь кристаллическую кашу (Holness et al., 2011) или общей низкой долей железистого расплава на поздних стадиях фракционной кристаллизации расплава в глубинной камере.

Отдельный тип гранитных жил представляют жилы с реакционной каймой на контакте

с вмещающими породами. Мы не видим четкой границы между жилой и феррогаббро, причем гранофировый агрегат в породе переходит в гранофир жилы, что можно трактовать как общность интерстициальной жидкости во вмещающей жилу породе и расплавом самой жилы. В зоне экзоконтакта жилы наблюдаются небольшие изменения минерального состава феррогаббро — нарастание амфибола на клинопироксен, растворение кристаллов плагиоклаза и нарастание на них кайм К-Na полевого шпата. Следует отметить, что подобные изменения мы видим и в изолированных карманах кислого гранофирового расплава, который подобным образом взаимодействует с праймокритами плагиоклаза и клинопироксена. Подобное взаимодействие и интерстициального расплава с праймокритами связано с нормальным ходом фракционной кристаллизации, в ходе которой могут образовываться реакционноспособные интерстициальные жидкости (например, Peng et al., 2015).

Еще одним типом лейкогранитных жил являются гранофировые трубки (рис. 2д). Они распространены в отдельных областях Валаамского силла (Свириденко, Светов, 2008), а также встречаются в Скеаргаардском расслоенном интрузиве (Larsen, 2008). Эти структуры характеризуются наличием реакционной зоны между границами трубки и вмещающими феррогаббро и ферромонцогаббро. В реакционной зоне наблюдается интенсивное замещение лейст плагиоклаза гранофировыми срастаниями кварца и калиевого полевого шпата, кристаллы клинопироксена замещаются актинолит-хлоритовой смесью с островками слюды, ильменит же замещается титанитом в ильменит-магнетит-силикатных выделениях. Также в зоне контакта присутствуют округлые зерна биотита, обрастающие каймой актинолита и хлорита (аналогично Rhodes, 1975). Подобные гранофиры были описаны как “призрачные” гранофиры (Campe, 2021), чей температурный диапазон устойчивости и реакционная способность повышается за счет высокого содержания флюидной компоненты. Высокое содержание флюида в расплаве позволяет ему активно метасоматически перерабатывать вмещающие породы и образовывать трубки (рис. 2д, 2е).

Разнообразие взаимоотношений гранофировых жил и интерстициальных образований с вмещающими породами указывает на различные механизмы миграции кислого расплава в кристаллической каше силла: за счет гидроразрыва, фильтр-прессинга и всплывания струй.

Позднемагматический этап и отделение флюидной фазы

Жилы графических лейкогранитов содержат тонкие, 1–2 мм, прожилки кварц-К-полевошпатового, кварц-К-полевошпат-карбонатного,

кварц-карбонатного и карбонатного состава, а также мелкие гнезда до 10 мм в поперечнике, обычно приуроченные к таким прожилкам, представляющие их раздувы (рис. 3ж, 3з). Эти гнезда характеризуются следующим зональным строением: на стенки, сложенные лейкогранитом, нарастает зона микрографических срастаний кварца и калиевого полевого шпата, причем по мере продвижения от стенок к центру общая кристаллическая масса начинает разделяться на отдельные индивиды с кристаллографическими очертаниями, приобретающая пальчатую текстуру (так называемый пегматоидный комплекс, Смирнов, 2015). В следующей зоне на индивидах с микрографической структурой нарастает К-полевой шпат, формируя хорошо ограниченные головки, направленные к центру гнезда (друзовой комплекс, Смирнов, 2015). Наконец, зона 3 занимает центр гнезда, который может быть заполнен кварцем или карбонатом (рис. 3ж). Описанная выше зональность гнезд в точности соответствует схеме строения симметрично-зональных миарол в гранитных пегматитах (например, Jahns, Burnham, 1969; Thomas, Davidson, 2016), что позволяет рассматривать их как микромиаролы и прямо указывает на кристаллизацию в присутствии водного флюида по гранитному сценарию (Смирнов, 2015). Переход от зоны графических прорастаний кварца и калиевого полевого шпата к друзовой зоне указывает на смену кристаллизации в расплав-доминирующей системе на кристаллизацию во флюид-доминирующей системе (Thomas, Davidson, 2016).

В эволюции гранитного расплава может наступить момент, когда расплав окажется насыщен флюидом, и флюид будет выделяться в собственную фазу; триггером этого явления может стать либо увеличение концентрации летучих в остаточном расплаве до уровня насыщения за счет кристаллизации его части, либо декомпрессия (например, Смирнов, 2015). Таким образом, на позднемагматическом этапе система будет трехфазной, состоящей из силикатного расплава, кристаллов и флюида, преимущественно водного по составу. Флюидная фаза начинает выделяться в виде мельчайших частиц, рассеянных в расплаве, которые аккумулируются в виде тонких пленок интерстициальной жидкости вдоль границ кристалл–расплав; причем может происходить течение этой жидкости. Кроме того, возможно выделение флюида в форме пузырьков, которые со временем могут увеличиваться в размерах и мигрировать сквозь расплав, в том числе объединяясь в струи (Jahns, Burnham, 1969). Таким образом, флюид может дренировать магму, создавать связанную сеть микроканалов, распределенную среди кристаллов и остаточного расплава. Отвечающие этому процессу текстуры хорошо известны для оцелле в лампрофирах, где силикатно-карбонатные глобулы, соединяются

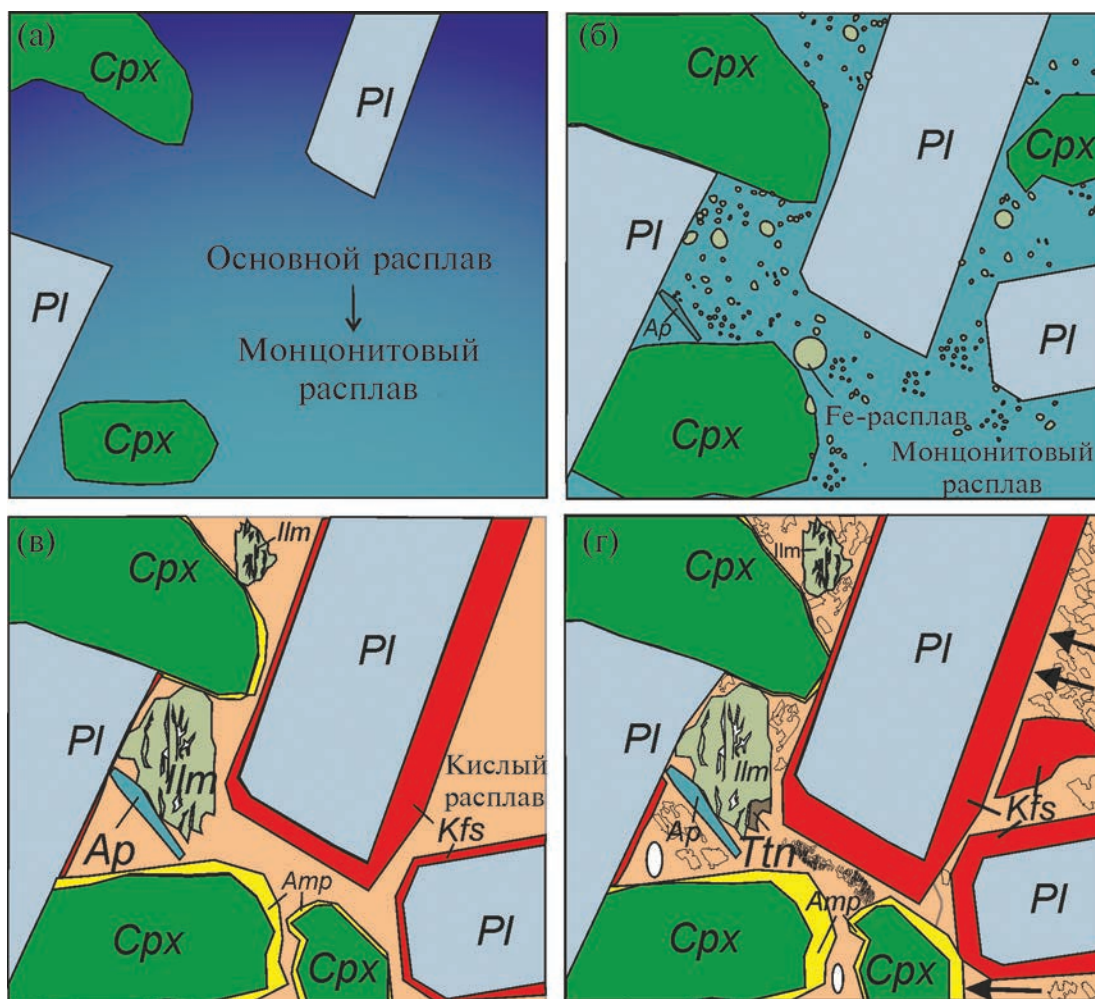


Рис. 15. Схематические изображения порядка кристаллизации исходного расплава пород Валаамского силла: (а) магматический этап, ранняя кристаллизация кристаллов клинопироксена и плагиоклаза, эволюция основного расплава в монцонитовый; (б) магматический этап, продолжение фракционной кристаллизации; разделение на высоко-Fe расплав в виде капель в матрице высоко-Si расплава; (в) магматический этап, продолжение фракционной кристаллизации, образование кластеров высоко-Fe расплава в виде ильменитовых сростаний, кристаллизация из кислого расплава кайм амфибола на клинопироксене и кайм калиевого полевого шпата на плагиоклазе; (г) позднематический этап, образование гранофировой структуры, образование микромиарол, взаимодействие с вмещающими породами.

прожилками того же состава (например, Nosova et al., 2021 и ссылки в этой работе). Сообщающаяся флюидная фаза, создающая транспортные каналы (например, струи пузырьков), обеспечивает эффективный перенос вещества из одной части системы в другую и обеспечивает преимущественный рост фаз из компонентов хорошо растворимых в водном флюиде (Jahns, Burnham, 1969).

Присутствие микромиарол фиксирует переход к флюидсодержащей системе в ходе кристаллизации графических лейкогранитов. Температура кристаллизации кварца из микромиарол оценена по содержанию Ti — 681–584°C (табл. 2), что совпадает с верхней частью температурного интервала отделения флюида и формирования миароловых

пегматитов — 700–450°C (Maneta, Anderson, 2018 и ссылки в этой работе) и указывает на переохлаждение расплава.

Присутствие кальцита в центральной зоне микромиарол и в прожилках требует рассмотрения вопроса о присутствии карбоната в лейкогранитном расплаве. Растворимость CO_2 в гранитном расплаве весьма низкая (960–1500 мкг/г растворенного CO_2 , Lowenstern, 2001) и при декомпрессии практически весь CO_2 переходит в газовую фазу. Однако для некоторых пегматитов характерны довольно высокие содержания карбонатов и сульфатов (например, Thomas et al., 2011 и ссылки в этой работе), растворенных в связанных с ними обогащенных Na флюидах, которые также могут

растворять и значительные количества SiO_2 и других компонентов (например, Котельникова, Котельников, 2011).

Кварц-кальцитовый состав прожилков, соединяющих микроиаролы, указывает, что по ним мигрировал силикатно-карбонатный флюид. Высоко-Т карбонатные/бикарбонатные обогащенные щелочными металлами флюиды могут быть хорошими транспортными агентами для высокозарядных элементов, в том числе Zr (Савельева и др., 2014), что может объяснить приуроченность выделений циркона к кварц-карбонатным прожилкам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе представлены петрографические, минералогические, геохимические, изотопно-геохимические исследования графических лейкогранитов и вмещающих их феррогаббро, кварцевых ферромонцогаббро, кварцевых монцодиоритов, кварцевых монцонитов в мезопротерозойском Валаамском силле в Ладожском грабене. Этот силл представляет финальный эпизод длительного (1.67–1.38 млрд лет) и обширного магматизма АМСГ-типа на Восточно-Европейском кратоне.

Силл характеризуется неявно выраженной расчлененностью: феррогаббро распространены в нижней части силла, залегающие выше кварцевые ферромонцогаббро и кварцевые монцодиориты содержат протяженные прослои кварцевых монцонитов, доля которых возрастает к предполагаемой кровле силла. Графические лейкограниты (гранофиры) слагают густую сеть жил преимущественно в верхней части силла и сопряжены с прослоями монцонитов.

Эксперименты и наблюдения над природными объектами показывают, что толеитовые расплавы в области составов 54–60 мас. % SiO_2 при 1010–1100°C склонны к распаду на высокожелезистую и высококремнистую жидкости (например, Charlier et al., 2013; Charlier, Grove, 2012). Сравнение составов кварцевых монцонитов с составами расплавов из экспериментов по кристаллизации толеитовых расплавов показало их сходство с расплавами, в которых проявляется несмесимость между богатой Fe и богатой Si жидкостями. Модельные расчеты показывают, что фракционная кристаллизация может привести исходный расплав феррогаббро в область несмесимости.

В феррогаббро и ферромонцогаббро силла установлены микроструктуры ильменит-магнетит-силикатных сростков; подобные микроструктуры описаны как “ilmenite-rich intergrowths” в некоторых расслоенных интрузивах и рассматриваются как свидетельство несмесимости обогащенной Fe

и обогащенной Si жидкостей (Holness et al., 2011; Dong et al., 2013).

Учитывая эти факты, а также результаты моделирования эволюции расплавов силла и их сравнение с экспериментальными данными, мы полагаем, что гипотеза происхождения графических лейкогранитов за счет механизма несмесимости объясняет многие петрологические особенности Валаамского силла.

Отделение высококремнистой жидкости могло происходить в промежуточной камере при ~350 МПа и не ниже 960°C, как следует из температуры насыщения расплава цирконом (табл. 2), который мы рассматриваем как ликвидусную фазу для гранофиров (рис. 15б). Кристаллизующиеся из этого расплава зерна кварца образовывались в температурном интервале 793–871°C. После частичной кристаллизации, в ходе которой происходит образование калиевых полевых шпатов, нарастающих на плагиоклазы, амфиболов и биотитов, нарастающих на клинопироксены, эти расплавы могли экстрагироваться из кристаллической каши (Gelman et al., 2014) (рис. 15в) и иметь более фракционированный состав, чем после проявления в расплаве жидкостной несмесимости.

Наиболее вероятно, судя по структурным соотношениям гранофира и вмещающих пород, а также наличию микроиарол в гранофире, в месторасположение силла поступала лейкогранитная магма, содержащая капельки и пленки флюида, который, в свою очередь, мигрировал сквозь расплав. Кристаллизация кварца из гранофирового агрегата происходила при 70 МПа и 600–700°C. Графический лейкогранит (гранофир) в силле присутствует в нескольких структурных позициях: в интерстициях в кварцевых ферромонцогаббро и монцонитах, в жилах и в трубках; часто отмечаются реакционные взаимоотношения между гранофиром и вмещающими породами. Гранофир в интерстициях и в части жил, сопровождающихся реакционной каймой, взаимодействует с праймокритами плагиоклаза и клинопироксена — происходит нарастание амфибола на клинопироксен, растворение кристаллов плагиоклаза и нарастание на них кайм щелочного полевого шпата (рис. 15г). Гранофир в трубках сопровождается реакционной зоной, в которой происходит замещение ильменита титанитом и лейст плагиоклаза гранофировыми сростаниями, что наиболее вероятно в присутствии флюида (Campe, 2021). Кварц-кальцитовый состав прожилков, соединяющих микроиаролы, указывает, что по ним мигрировал силикатно-карбонатный флюид.

Наше исследование показало, что после того, как фракционирование по классическому фенне-ровскому тренду достигнет конечного состава — феррогаббро, его продолжение с сопряженным

снижением содержаний SiO_2 и Fe, наблюдаемое в расслоенных массивах, может быть связано с неполным отделением и смешением ликвидировавшихся обогащенного железом расплава и кислого расплава, и такой механизм может реализоваться при становлении мафической части массивов АМСГ-типа.

Благодарности. Авторы благодарят М.О. Аносову за помощь в определении содержаний Ti в кварце методом LA-ICP-MS. Авторы искренне благодарят рецензентов за внимательное отношение к рукописи статьи; конструктивные рецензии М.А. Юдовской и С.З. Смирнова, а также замечания научного редактора А.В. Самсонова способствовали улучшению статьи.

Источники финансирования. Исследования поддержаны грантом РНФ № 22-27-00318.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Котельникова З.А., Котельников А.Р. Фазовое состояние NaF-содержащего флюида при 700 С и $P = 1, 2$ и 3 кбар по данным изучения синтетических флюидных включений в кварце // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1665–1676.
- Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В.И. др. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 3–19.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
- Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с. + 3 вкл.
- Савельева В.Б., Базарова Е.П., Шарыгин В.В., Карманов Н.С. Циркон-кварц-кальцитовые обособления в карбонатно-щелочных метасоматитах западного прибайкалья и их петрогенетическое значение // Зап. РМО. 2014. Т. 143. № 5. С. 1–16.
- Свириденко Л.П. К проблеме генезиса рапакиви и других калиевых гранитов. Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л.: Наука, 1970. С. 152–156.
- Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2008. 123 с.
- Смирнов С.З. Флюидный режим кристаллизации водонасыщенных гранитных и пегматитовых магм: физико-химический анализ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1643–1663.
- Степанов К.И., Житникова И.А., Михайлова Д.В. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Карельская. Листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX (Сортавала). Объяснительная записка. СПб., 2004. 220 с.
- Франк-Каменецкий Д.А. Петрология рифейских базитов Приладожья: Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ. 1998. 150 с.
- Acosta M.D., Watkins J.M., Reed M.H. et al. Ti-in-quartz: Evaluating the role of kinetics in high temperature crystal growth experiments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2020. Т. 281. С. 149–167.
- Amantov A., Laitakari I., Poroshin Ye. Jotnian and Postjotnian sandstones and diabases in the surroundings of the Gulf of Finland // Explanation to the Map of Precambrian basement of Gulf of Finland and surrounding area 1:1 mill, Geol. Sur. Finland. Spec. Paper 21. 1996. P. 99–113.
- Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353–368.
- Artemieva I.M., Shulgin A. Is the proterozoic ladoga rift (SE Baltic Shield) a rift? // Precamb. Res. 2015. Т. 259. С. 34–42.
- 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. doi:10.2138/am-2017-5754
- Barnes S.J., Yudovskaya M.A., Iacono-Marziano G. et al. Role of volatiles in intrusion emplacement and sulfide deposition in the supergiant Norilsk-Talnakh Ni-Cu-PGE ore deposits // Geology. 2023. <https://doi.org/10.1130/G51359.1>
- Bindeman I.N., Brooks C.K., McBirney A.R. et al. The low- $\delta^{18}\text{O}$ late-stage ferrodiorite magmas in the skaergaard intrusion: result of liquid immiscibility, thermal metamorphism, or meteoric water incorporation into magma? // J. Geol. 2008. Т. 116. № 6. С. 571–586.
- Boehnke P., Watson E.B., Trail D. et al. Zircon saturation re-revisited // Chem. Geol. 2013. Т. 351. С. 324–334.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. 2007. V. 97. № 1–2. P. 1–29.
- Brander L., Söderlund U. Mesoproterozoic (1.47–1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U-Pb dating of a suite of massif-type anorthosite in S. Sweden // Int. J. Earth Sci. 2009. V. 98. № 3. P. 499–516.
- 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.
- Botcharnikov R.E., Almeev R.R., Koepke J. et al. Phase relations and liquid lines of descent in hydrous ferrobasalt – Implications for the skaergaard intrusion and Columbia river flood basalts // J. Petrol. 2008. V. 49. № 9. P. 1687–1727.
- Campe C.E. Ghost granophyre: A new texture with implications for plagiogranite differentiation and Ti-in-quartz thermometry. Master of Science in Geology in the Graduate College of the University of Illinois Urbana-Champaign. 2021.

- Charlier B., Grove T.L. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. № 1. P. 27–44.
- Charlier B., Namur O., Grove T.L. Compositional and kinetic controls on liquid immiscibility in ferrobasalt-rhyolite volcanic and plutonic series // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. V. 113. P. 79–93.
- Coint N., Keiding J.K., Ihlen P.M. Evidence for silicate–liquid immiscibility in monzonites and petrogenesis of associated Fe–Ti–P-rich rocks: Example from the Raftsund Intrusion, Lofoten, Northern Norway // *J. Petrol.* 2020. V. 61. № 4. ega045.
- DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic // *Nature.* 1981. V. 291. P. 193–197.
- Dong H., Xing C., Wang C.Y. Textures and mineral compositions of the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for the origin of magnetite and fractionation process of Fe–Ti-rich basaltic magmas // *Geosci. Frontiers.* 2013. V. 4. I. 5. P. 503–515. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.01.011>
- Dyck B., Holness M. Microstructural evidence for convection in high-silica granite // *Geology.* 2022. V. 50. № 3. P. 295–299.
- Fenner C.N. The crystallization of basalts // *Amer. J. Sci.* 1929. Ser. 5. V. 18. P. 225–253.
- Fischer L.A., Wang M., Charlier B. et al. Immiscible iron- and silica-rich liquids in the Upper Zone of the Bushveld Complex // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 443. P. 108–117.
- Foden J., Sossi P.A., Wawryk C.M. Fe isotopes and the contrasting petrogenesis of A-, I- and S-type granite // *Lithos.* 2015. V. 212–215. P. 32–44.
- Fred R., Heinonen A., Heinonen J.S. Equilibrium crystallization of massif-type anorthosite residual melts: a case study from the 1.64 Ga Ahvenisto complex, Southeastern Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2020. V. 175. № 9. P. 1–23.
- Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. A geochemical classification of granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Frost C.D., Frost B.R. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection // *Geology.* 1997. V. 25. № 7. P. 647–650.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 1. P. 39–53.
- Gelman S.E., Deering C.D., Bachmann O. et al. Identifying the crystal graveyards remaining after large silicic eruptions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 403. P. 299–306.
- Gervasoni F., Klemme S., Rocha-Júnior E.R.V. et al. Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. № 3. P. 1–12.
- Grabarczyk A., Wiszniewska J., Krzemińska E. et al. A new A-type granitoid occurrence in southernmost Fennoscandia: geochemistry, age and origin of rapakivi-type quartz monzonite from the Pietkowo IG1 borehole, NE Poland // *Mineral. Petrol.* 2023. V. 117. № 1. P. 1–25.
- Hirschmann M. Origin of the Transgressive granophyres from the Layered Series of the Skaergaard intrusion, East Greenland // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1992. V. 52. № 1–3. P. 185–207.
- Holness M.B., Stripp G., Humphreys M.C.S. et al. Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: late-stage magmatic microstructures in the skaergaard intrusion, east greenland // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 1. P. 175–222.
- Honour V.C., Holness M.B., Partridge J.L. et al. Microstructural evolution of silicate immiscible liquids in ferrobasalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019. V. 174. № 9. P. 1–24.
- Huang R., Audétat A. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermometer: A critical examination and re-calibration // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. V. 84. P. 75–89.
- Jahns R.H., Burnham C.W. Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites // *Econom. Geol.* 1969. V. 64. № 8. P. 843–864.
- Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C. et al. Immiscible iron- and silica-rich melts in basalts petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion // *Geology.* 2005. V. 33. № 11. P. 885–888.
- Johansson Å., Bingen B., Huhma H. et al. A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia // *Precamb. Res.* 2022. V. 371. P. 106463. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106463>
- Karandashev V.K., Khvostikov V.A., Nosenko S.V., Burmii Z.P. Stable highly enriched isotopes in routine analysis of rocks, soils, grounds, and sediments by ICP-MS // *Inorganic Materials.* 2017. V. 53. P. 1432–1441.
- Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V. et al. Nd isotope variation across the archaean-proterozoic boundary in the North Ladoga Area, Russian Karelia // *GFF.* 2005. V. 127. № 2. P. 115–122.
- Latypov R., Chistyakova S., Costin G. et al. Monomineralic anorthosites in layered intrusions are indicators of the magma chamber replenishment by plagioclase-only-saturated melts // *Sci. Rep.* 2020. V. 10. № 1. P. 1–14.
- Larsen B.R. Syn-magmatic granophyric-rich pipes in the Skaergaard Intrusion, East Greenland: Implications for cross-cumulus melt transfer during layered gabbro formation // *International Geological Congress. Oslo.* 2008. <https://gsi.ir/en/articles/9172/>
- Leshner C.E., Brown E.L., Barfod G.H. et al. Iron isotope systematics of the skaergaard intrusion and implications for its liquid line of descent // *J. Petrol.* 2023. V. 64. Iss. 8. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad053>
- Lino L.M., Carvalho P.R., Vlach S.R.F. et al. Evidence for silicate liquid immiscibility in recharging, alkali-rich tholeiitic systems: the role of unmixing in the petrogenesis of intermediate, layered plutonic bodies and bimodal volcanic suites // *Lithos.* 2023. V. 450–451. P. 107–193. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107193>
- Lowenstern J.B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems // *Mineral. Depos.* 2001. V. 36. № 6. P. 490–502
- Lubnina N.V., Mertanen S., Söderlund U. et al. A new key pole for the East European Craton at 1452Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // *Precamb. Res.* 2010. V. 183. № 3. P. 442–462.
- Maneta V., Anderson A.J. Monitoring the crystallization of water-saturated granitic melts in real time using the hydrothermal diamond anvil cell // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. V. 173. № 10. C. 0.

- McBirney A.R.* The Skaergaard Intrusion // *Dev. Petrol.* 1996. V. 15. № C. P. 147–180.
- McLelland J.M., Selleck B.W., Hamilton M.A. et al.* Late- to post-tectonic setting of some major proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suites // *Can. Mineral.* 2010. V. 48. № 4. P. 729–750.
- Morgan G.B., London D.* Process of granophyre crystallization in the long mountain granite, Southern Oklahoma // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 2012. V. 124. № 7–8. P. 1251–1261.
- Namur O., Charlier B., Toplis M.J. et al.* Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobasaltic Sept Iles layered intrusion, Canada // *J. Petrol.* 2010. V. 51. № 6. P. 1203–1236.
- Neymark L.A., Yu. Amelin V., Larin A.M.* Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // *Mineral. Petrol.* 1994. V. 50. № 1–3. P. 173–193.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V. et al.* Mineralogy and geochemistry of ocelli in the damtjernite dykes and sills, chadobets uplift, siberian craton: Evidence of the fluid–lamprophyric magma interaction // *Minerals.* 2021. V. 11. № 7. P. 1–24. <https://doi.org/10.3390/min11070724>
- Nosova A.A., Lebedeva N.M., Sazonova L.V. et al.* Immiscibility between Fe- and Si-rich silicate melts in mesoproterozoic ferrobasalt of the Ladoga Graben, Karelia, Russia // *Dokl. Earth Sci.* 2022. V. 505. № 2. P. 517–523.
- Peng P., Wang X., Lai Y. et al.* Large-scale liquid immiscibility and fractional crystallization in the 1780 Ma Taihang dyke swarm: Implications for genesis of the bimodal Xiong'er volcanic province // *Lithos.* 2015. V. 236. P. 106–122.
- Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. P. 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Rämö O.T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // *Geol. Surv. Finl.* 1991. Bull. 335. P. 161.
- Rämö O.T., Mänttari I., Vaasjoki M. et al.* Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // *Geol. Soc. Amer. Abstract Programs.* 2001. V. 33. P. 6.
- Rhodes R.C.* Bushveld Granophyre in the Stavoren tin district, Transvaal // *South African J. Geol.* 1975. V. 78. № 1. P. 71–74.
- Ridolfi F.* Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole thermobarometry // *Minerals.* 2021. V. 11. № 3. P. 324.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 45–66.
- Sauerzapf U., Lattard D., Burchard M., Engelmann R.* The titanomagnetite–ilmenite equilibrium: new experimental data and thermo-oxybarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 6. P. 1161–1185.
- Seitz S., Putlitz B., Baumgartner L. et al.* A NanoSIMS Investigation on Timescales Recorded in Volcanic Quartz From the Silicic Chon Aike Province (Patagonia) // *Front. Earth Sci.* 2018. V. 6. P. 1–19.
- Shah S.A., Shao Y., Zhang Y. et al.* Texture and Trace Element Geochemistry of Quartz: A Review // *Minerals.* 2022. V. 12. № 8. P. 1–25.
- Sharkov E.V.* Middle-proterozoic anorthosite-rapakivi granite complexes: An example of within-plate magmatism in abnormally thick crust: Evidence from the East European Craton // *Precambrian Res.* 2010. V. 183. № 4. P. 689–700.
- Shellnutt J.G., Zhou M.F., Zellmer G.F.* The role of Fe-Ti oxide crystallization in the formation of A-type granitoids with implications for the Daly gap: An example from the Permian Baima igneous complex, SW China // *Chem. Geol.* 2009. V. 259. № 3–4. P. 204–217.
- Siégel C., Bryan S.E., Allen C.M. et al.* Use and abuse of zircon-based thermometers: A critical review and a recommended approach to identify antecrystic zircons // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 176. P. 87–116.
- Skursch O., Tegner C., Lesher C.E. et al.* Two expressions of the transition from mafic cumulates to granitoids in the Bushveld Complex, South Africa: Examples from the western and eastern limbs // *Lithos.* 2020. V. 372–373. P. 105671.
- Sun S., McDonough W.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Thomas R., Davidson P.* Revisiting complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids, and the extreme enrichment of some elements in the supercritical state – Consequences for the formation of pegmatites and ore deposits // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 72. P. 1088–1101.
- Thomas R., Davidson P., Schmidt C.* Extreme alkali bicarbonate- and carbonate-rich fluid inclusions in granite pegmatite from the Precambrian Rønne granite, Bornholm Island, Denmark // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 315–329.
- Thy P., Lesher C.E., Tegner C.* The Skaergaard liquid line of descent revisited // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 157. P. 735–747. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0361-6>
- Toplis M.J., Carroll M.R.* An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems // *J. Petrol.* 1995. V. 36. № 5. P. 1137–1170.
- Toplis M.J., Carroll M.R.* Differentiation of ferro-basaltic magmas under conditions open and closed to oxygen: Implications for the skaergaard intrusion and other natural systems // *J. Petrol.* 1996. V. 37. № 4. P. 837–858.
- Troll V.R., Nicoll G.R., Ellam R.M. et al.* Petrogenesis of the Loch Bà ring-dyke and Centre 3 granites, Isle of Mull, Scotland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2021. V. 176. № 2. P. 1–22.
- Van Achterbergh E., Ryan C., Jackson S., Griffin W.* Data reduction software for LA-ICP-MS. Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences – Principles and applications // *Short Courses – Mineral. Ass. Canada.* 2001. V. 29. P. 239–224.
- VanTongeren J.A., Mathez E.A.* Large-scale liquid immiscibility at the top of the Bushveld Complex, South Africa // *Geology.* 2012. V. 40. № 6. C. 491–494.

- Vantongerren J.A., Mathez E.A., Kelemen P.B. A felsic end to Bushveld differentiation // *J. Petrol.* 2010. V. 51. № 9. P. 1891–1912.
- Veksler I.V., Kähn J., Franz G., Dingwell D.B. Interfacial tension between immiscible liquids in the system K_2O -FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂ and implications for the kinetics of silicate melt unmixing // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 1679–1685.
- Villa I.M., Bièvre P. De, Holden N.E. et al. IUPAC–IUGS recommendation on the half life of ⁸⁷Rb // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 164. P. 382–385.
- Wager L., Brown G. Layered igneous rocks. Edinburgh and London: Oliver and Boyd, 1968. 588 p.
- Wu F.Y., Liu X.C., Ji W.Q. et al. Highly fractionated granites: Recognition and research // *Sci. China Earth Sci.* 2017. V. 60. № 7. P. 1201–1219.
- Zhang C., Li X., Almeev R.R. et al. Ti-in-quartz thermobarometry and TiO₂ solubility in rhyolitic melts: new experiments and parametrization // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 538. P. 116213.
- Zhang Y., Namur O., Charlier B. Experimental study of high-Ti and low-Ti basalts: liquid lines of descent and silicate liquid immiscibility in large igneous provinces // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2023. V. 178. № 1. P. 1–24.
- Zhu D., Bao H., Liu Y. Non-traditional stable isotope behaviors in immiscible silica-melts in a mafic magma chamber // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. P. 1–10.

Fenner Trend and the Role of Fractional Crystallisation and Ferrobasaltic Magma Immiscibility in Granophyre Petrogenesis: the Case of the Mesoproterozoic Valaam Sill in the Ladoga Graben, Karelia

A.A. Nosova¹, N.M. Lebedeva¹, A.A. Vozniak¹, L.V. Sazonova²,
I.A. Kondrashov¹, Y.O. Larionova¹, E.V. Kovalchuk¹

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

²*Geological Department, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

Petrographic, mineralogical, geochemical, isotope-geochemical studies of granophyres and host ferrogabbro, quartz ferromontsogabbro, quartz montsodiorites, and quartz monzonites in the Mesoproterozoic Valaam sill in the Ladoga Graben on the Karelian craton have been carried out. The sill is poorly layered: ferrogabbros are common in the lower part of the sill, the middle part consists of quartz gabbro-monzonites and quartz monzonites, granophyres form a network of veins mainly in the upper part of the sill. Geochemical features of ferrogabbro, iron-rich composition of olivine and pyroxene, low Ca composition of plagioclase indicate evolution along the Fenner trend. Granophyres have petro- and geochemical characteristics of anorogenic alkaline granites, are characterised by negative Eu/Eu* = 0.15–0.49 and REE distribution similar to those of granophyres of layered intrusives. All rocks of the sill are characterised by a similar isotopic composition of Sr (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_T = 0.7043–0.7066, and ε_{Nd} values ranging from –9.6 to –11.2. Model calculations show that fractional crystallisation can lead the initial ferrogabbro melt into immiscibility. Ilmenite-magnetite-silicate microstructures have been identified in ferrogabbro and ferromontsogabbro from the sill; similar microstructures in layered intrusives are considered evidence for immiscibility of Fe-enriched and Si-enriched liquids (Holness et al., 2011; Dong et al., 2013). The segregation of the high-silica melt may have occurred in a crustal chamber at around 350 MPa and 960°C; the sill formation at around 70 MPa injected magma in the form of a crystalline mush through which acidic melt migrated. This melt underwent fractional crystallisation and reacted with host minerals. At the level of sill formation, it crystallised under supercooling into granophyre aggregates. The example of the Valaam sill shows that after fractionation according to the classical Fenner trend reaches the final composition – ferrogabbro, its continuation with a conjugate decrease in SiO₂ and Fe contents can be associated with incomplete separation and mixing of iron-rich melts and separated acidic melt. Such a mechanism can be realised during the formation of the mafic part of AMCG-type massifs.

Keywords: granophyre, ferrogabbro, quartz monzonites, sill, AMCG-type massifs, layered intrusives, immiscibility, fractional crystallisation, A-granites, Fennoscandia

УДК 552.33(470.21)

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СУБЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ ХИБИНО-ЛОВОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

© 2024 г. А. А. Арзамасцев^{а,*}, А. А. Иванова^а, Е. Б. Сальникова^а, А. Б. Котов^а,
В. П. Ковач^а, М. В. Стифеева^а, Н. Ю. Загорная^а, Ю. В. Плоткина^а, Е. В. Толмачева^а

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: arzamas@ipgg.ru

Поступила в редакцию 04.08.2023 г.

После доработки 09.10.2023 г.

Принята к публикации 23.11.2023 г.

Представлены результаты исследования миаскитовых сиенитов Ловозерского, пуласкитов Хибинского и пород ларвикит-лардалитовой серии Кургинского массивов, а также субщелочных вулканитов, сохранившихся в виде останцов в их кровле. Изученные породы характеризуются пониженным коэффициентом агпаитности ($K_{\text{агп.}} < 1$), отсутствием типичных минералов ультращелочных пород (эвдиалит, энigmatит и др.) и присутствием циркона. Морфологические особенности и химический состав циркона из миаскитового сиенита Ловозерского массива свидетельствуют о его магматическом происхождении, что позволили определить возраст кристаллизации миаскитов 373 ± 5 млн лет. Изотопно-геохимические характеристики пород субщелочной серии свидетельствуют о мантийном происхождении миаскитов Ловозерского массива, об отсутствии в них признаков коровой контаминации и их образовании в ходе эволюции анкарамитового расплава. Формирование пуласкитов Хибинского массива, происходившее по аналогичному сценарию, было осложнено ассимиляцией корового материала, доля которого, согласно модельным расчетам, не превышала десяти процентов. Наиболее вероятным фактором, определившим генетическую связь субщелочных и агпаитовых пород в составе Хибино-Ловозерского комплекса, по-видимому, являлись окислительно-восстановительные условия и активность Na в кристаллизующихся расплавах, что определило дивергентную эволюцию расплавов как с образованием конечных агпаитовых, так и миаскитовых дериватов.

Ключевые слова: миаскиты, сиениты, пуласкиты, агпаитовые сиениты, щелочные породы, Хибинский массив, Ловозерский массив, Кольский полуостров, U-Pb ID-TIMS

DOI: 10.31857/S0869590324030024 **EDN:** DBKOML

ВВЕДЕНИЕ

Буровые работы, проведенные на протяжении последних десятилетий в пределах крупнейших Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых массивов, позволили получить принципиально новые данные об их внутреннем строении, свидетельствующие о значительно более сложной, чем предполагалось ранее, истории формирования этих гигантских многофазных интрузий. Открытие карбонатитов (Дудкин и др., 1984), расширение ареала распространения и спектра щелочно-ультраосновных пород (Галахов, 1988; Арзамасцев и др., 1998б), обнаружение ультракалийевых кальсилитовых сиенитов (Боруцкий, 1988, 2010) привели к разработке новых петрогенетических моделей формирования Хибино-Ловозерского комплекса, базирующихся на представлениях о его полисерийности (Галахов, 1988; Арзамасцев, Глазнев, 2004). В основе

этих моделей лежат данные о присутствии в составе Хибинского и Ловозерского массивов двух независимых интрузивных серий: более ранней щелочно-ультраосновной, аналогичной по составу магматическим образованиям, слагающим разновозрастные с Хибинским массивом Ковдорский, Салмагорский, Африкандский и другие массивы Кольской провинции, и более поздней, представленной агпаитовыми нефелиновыми сиенитами. Последние, согласно данным (Когарко, 1977), могут являться остаточными продуктами фракционной кристаллизации как резко дефицитных в отношении кремнезема меланефелинитовых расплавов, так и умеренно недосыщенных кремнекислотой нефелин-нормативных щелочных базальтовых магм. Отсутствие в составе Хибино-Ловозерского комплекса значимых объемов базальтоидов, а также пространственная связь со щелочными

ультрамафитами позволила предположить, что агпайтовые сиениты являются комплементарными продуктами единой нефелинитовой серии, что подтверждают и некоторые геохимические данные (Когарко, 1977). Вместе с тем в составе как Ловозерского, так и Хибинского массивов известны вулканы щелочно-базальтовой серии, закартированы дайки щелочных габброидов и трахитов, а также значительные по мощности зоны приконтактовых субщелочных сиенитов — “умптекитов”. Следует особо отметить присутствие вблизи северо-восточного контакта Ловозерского массива одновозрастной Кургинской интрузии, сложенной бимодальной серией ультрабазитов и ларвикитов-лардалитов. Кроме того, крупное тело субщелочных сиенитов (пуласкитов) было обнаружено при бурении в центральной части Хибинского массива (Коробейников, Арзамасцев, 1994). В Ловозерском массиве щелочные сиениты установлены нами при документации керна структурной скважины, пробуренной в его центре. Первые результаты исследований этих пород, выполняющих значительные объемы в основании интрузий Хибинско-Ловозерского комплекса, привели к необходимости, в первую очередь, к решению вопроса об их происхождении либо за счет контаминации агпайтовых расплавов породами рамы по модели образования приконтактовых умптекитов, либо как закономерных членов нефелин-сиенитовой серии, сохранившей характеристики исходного мантийного субстрата. В последнем случае было необходимо определить место этих пород в общей петрогенетической модели формирования щелочного комплекса. Учитывая присутствие в обнаруженных породах циркона, не менее важным являлось определение возраста щелочных сиенитов, что позволило уточнить период становления многофазных интрузий Хибинско-Ловозерского комплекса, а также оценить длительность формирования всей магматической системы этого комплекса на основании результатов U-Pb датирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В Хибинском массиве тело щелочных сиенитов располагается среди фойяитов его центральной части и имеет, согласно геофизическим данным, округлую форму диаметром более 2 км (рис. 1). Под четвертичными отложениями скважинами 579, 642 и др. были вскрыты массивные средне-крупнозернистые лейкократовые породы, по минеральному и химическому составу отвечающие пуласкиту — нефелинсодержащей разновидности лейкократового щелочного сиенита (тенсбергита). Пуласкиты содержат включения мелкозернистых меланократовых пород, состав которых варьирует от мезо- до меланократовых щелочных сиенитов. Включения

размером от первых сантиметров до 0.5 м имеют угловатую или округлую форму и представляют собой, по-видимому, автолиты. В участках их распространения породы приобретают такситовую неоднородную текстуру. В пуласкитах довольно часто встречаются кальцитовые прожилки (до 0.5–1 см), сопровождающиеся иногда флюоритовой минерализацией. Геологические соотношения пуласкитов с фойяитами не ясны. По скважинам отмечаются постепенные переходы от первых ко вторым, выраженные в увеличении содержания нефелина до 25–30%.

Ловозерский массив. Ранее предполагалось, что установленная по геофизическим данным отрицательная магнитная аномалия в центральной части массива на глубине >1 км отвечает широко распространенным в этом массиве пойкилитовым содалитовым сиенитам (Шаблинский, 1963). Однако скважиной 903, пробуренной (рис. 1) под толщей пород дифференцированного комплекса лувэритов-фойяитов-уртитов на глубинах >900 м, были вскрыты цирконсодержащие сиениты — миаскиты. Вертикальная мощность тела, судя по разрезу скважины, составляет не менее 300 м. По латерали тело занимает, по-видимому, значительную часть ядра массива. В отдельных случаях в миаскитах наблюдаются жилы, сложенные породами комплекса лувэритов-фойяитов-уртитов, что может указывать на более позднее формирование последних.

Кургинский массив представляет собой полифазную интрузию, в составе которой выделены (в последовательности от ранних к поздним) следующие группы пород, отвечающие фазам ее формирования: 1) перидотиты и оливиниты, 2) пироксениты, 3) щелочные сиениты (Кухаренко и др., 1971; Арзамасцев и др., 1999). Среди сиенитов выделяются щелочные сиениты (ларвикиты и лардалиты) и нефелиновые сиениты. На контакте сиенитов и ультрабазитов располагается зона апогипербазитовых метасоматитов, представленных биотит-керсутитовыми и керсутит-пироксен-плагиоклазовыми породами. К поздним образованиям, не связанным с породами интрузии, могут быть отнесены секущие жилы агпайтовых сиенитов, являющихся, по-видимому, результатом воздействия близлежащего Ловозерского массива.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В образцах миаскитовых сиенитов из Ловозерского, Хибинского и Кургинского массивов были определены содержания главных и 40 микроэлементов, включая редкоземельные (REE).

Концентрации главных элементов определялись методом рентгеновской флюоресценции (XRF) в порошках пород, сплавленных с тетраборатом лития. Точность определений не ниже $\pm 1.5\%$ для их концентраций 10%. Zr определен

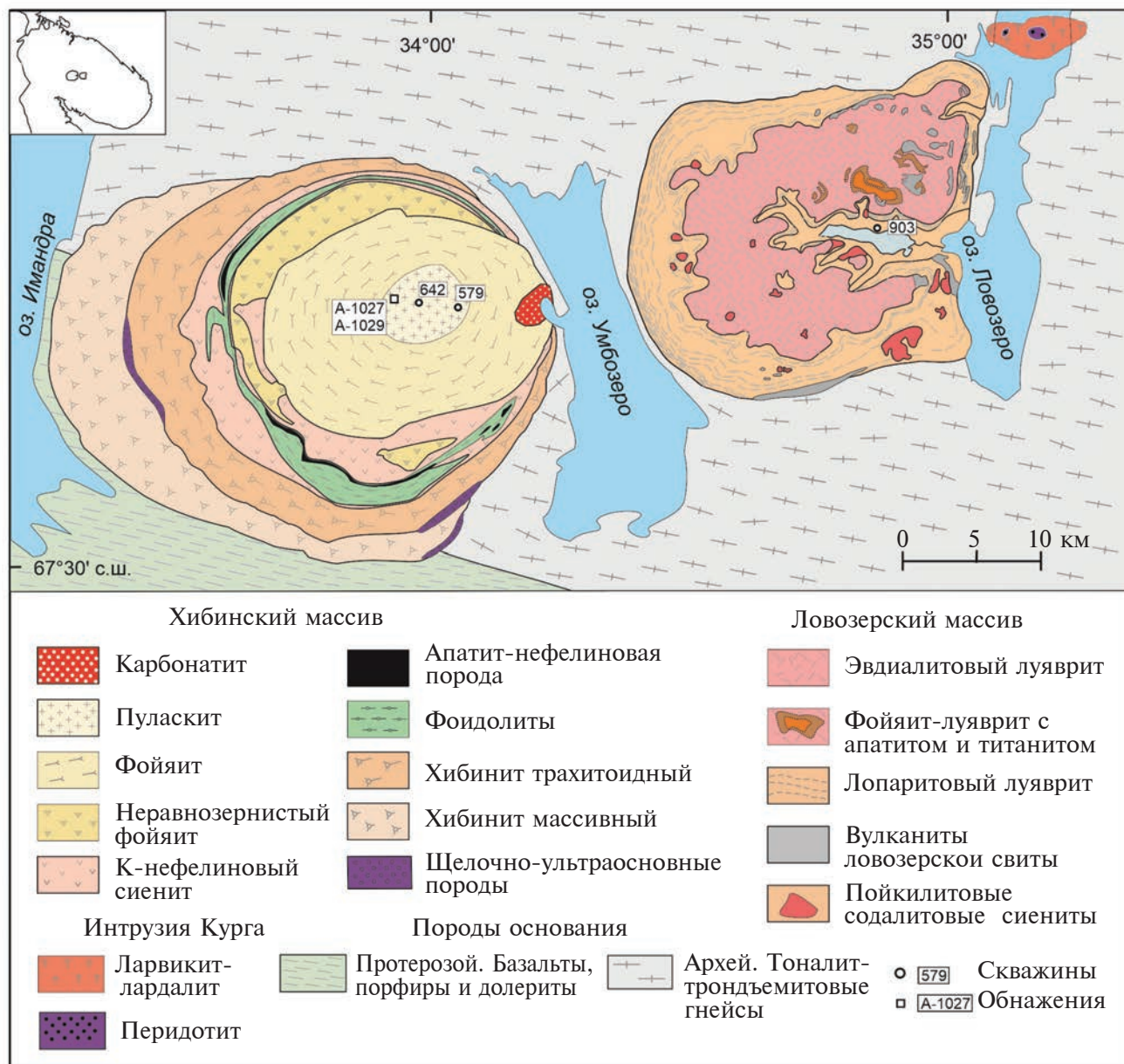


Рис. 1. Схема геологического строения Хибино-Ловозерского вулcano-плутонического комплекса. Составлена на основе схем (Галахов, 1975, Буссен, Сахаров, 1972), с дополнениями и исправлениями.

XRF-методом с точностью выше $\pm 4\%$ для концентрации 100 ppm Zr. Определения содержаний микроэлементов проведены методом ICP-MS на масс-спектрометре PE SCIEX ELAN-5000 с использованием Rh в качестве внутреннего стандарта. Процедура пробоподготовки включала растворение 100 мг порошка в тefлоновой капсуле в смеси $\text{HNO}_3 + \text{HF}$ при $\sim 180^\circ\text{C}$ в течение 30 мин. После выпаривания раствора, полученный порошок растворялся в 100 мл 4-процентной HNO_3 . Точность составляла не ниже ± 2 и $\pm 5\%$ для концентраций 50 и 5 ppm соответственно.

Микрозондовый анализ минералов выполнен в Геологическом институте Кольского научного центра РАН на приборе Cameca MS-46 с использованием синтетических стандартов. Напряжение ускорения составляло 20 кВ, ток зонда 15 нА. Коэффициенты вариации — 1, 2,5 и 5% для концентраций анализируемых элементов 10, 1 и 0.25 мас. % соответственно. Определения элементов-примесей методом ICP-MS был выполнен в лаборатории химического анализа Natural History Museum (NHM, г. Лондон) на приборе Agilent 7700x. Подготовка включала растворение

100 мг пробы в смеси 2 мл HNO_3 , 2 мл HClO_4 и 4 мл HF при 100–150°C во фторопластовых сосудах (Savillex TM). После повторной обработки 1 мл HClO_4 пробы высушивали при 150°C, сухие остатки растворяли в 2 мл HNO_3 + 0.2 мл H_2O_2 и разбавляли деионизированной водой (18.2 МΩ см) до 50 мл. Правильность анализа контролировалась по стандартным образцам BCR-2 (базальт), JLK-1, а также по образцу SdAR-1.

Локальный микроанализ методом LA-ICP-MS отдельных зерен минералов выполнялся в лаборатории NHM в прозрачно-полированных шлифах толщиной 80 мкм в аналитических точках, в которых предварительно проводился микрозондовый анализ на главные элементы. Использован NewWave UP-213 частотный 348 квадрупольный блок лазерной абляции Nd: YAG, работающий в атмосфере He на частоте 213 нм с длительностью импульсов 4.2 нс. Анализы выполнялись на приборе ICP-MS 349 – ThermoElemental PlasmaQuad III. Диаметр пучка лазера варьировал в пределах 25–60 мкм, выдержка 60 с, режим повторения 10 Гц при 5 Дж/см². В качестве внутреннего стандарта использовали Si, рефе Ca (апатит), Ti (рутил, ильменит) или P (ксенотим и монацит). В качестве внешнего стандарта применяли стекла NIST-610 и NIST-612 (400 ppm каждого элемента). Каждая аналитическая сессия начиналась и заканчивалась анализом базальта BCR2G, дополнительные измерения которого проводили также через каждые 6–8 аналитических точек. Воспроизводимость анализов NIST 612 и BCR2 не превышала 1 и 5% соответственно, по сравнению с опубликованными значениями.

Выделение циркона выполнено в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) с использованием тяжелых жидкостей. Катодолюминесцентные исследования циркона проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 (U = 15 кВ, рабочее расстояние 12.5–13.0 мм). Микрофотографии кристаллов циркона в режиме вторичных электронов также выполнены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3.

Отобранные для U-Pb геохронологических исследований микронавески наиболее прозрачных кристаллов циркона (1–50 зерен) подвергались высокотемпературному отжигу в муфельной печи “SNOL E5CC” в керамических или кварцевых тиглях при 850°C в течение 48 ч (Mattinson, 2005) с последующей кислотной обработкой смесью 35% HF + 15% HNO_3 в пропорции 5:1 в течение 2–6 ч при 220°C. Последующее разложение циркона и выделение Pb и U выполнялось по стандартной методике (Krogh, 1973). Для изотопных исследований использован изотопный индикатор ^{202}Pb - ^{235}U . Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом и динамическом (при помощи счетчика

ионов) режимах. Точность определения U/Pb отношений, а также содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проведена с использованием программ “PbDAT” и “ISOPLOT” (Ludwig, 1991, 2003). При расчете возрастов были использованы значения констант распада урана по (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с эволюционной моделью Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым были добавлены смешанные изотопные индикаторы ^{149}Sm - ^{150}Nd и ^{85}Rb - ^{84}Sr , разлагались в тefлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO_3 при 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокляром. REE, Rb и Sr были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Rb, Sr, Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к значению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511115$ в Nd стандарте JNdi-1 (Tanaka et al., 2000). Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Изотопные отношения Sr нормализованы к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Средневзвешенное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Sr-стандарте SRM-987 за период измерений составило 0.710270 ± 8 ($n = 12$). Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.005\%$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 0.5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \pm 0.05\%$ (2s). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm, 0.5 нг Nd, 0.05 нг Rb и 0.7 нг Sr. При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минеральный состав миаскитов и геохимия минералов

В Хибинском массиве миаскитовые сиениты представлены массивными средне-крупнозернистыми разностями, сложенными калинатовым полевым шпатом, содержание которого колеблется в пределах 80–95%. Гипидиоморфнозернистая структура образована идиоморфными лейстами

каликатрового полевого шпата, имеющего микропертитовую структуру и двойниковое строение, между которыми располагаются темноцветные минералы, представленные амфиболом, эгирин-авгитом и биотитом. В подчиненном количестве присутствуют титанит, апатит, магнетит, кальцит, сульфиды, флюорит, содалит, канкринит и пектолит. Постоянно отмечается некоторое количество нефелина (от 1 до 5–8%).

Щелочные сиениты Ловозерского массива имеют массивную текстуру и на 90% сложены лейстами каликатрового полевого шпата, а также амфиболом (магнезио-арфведсонитом), эгирином и магнезиально-железистым биотитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом, сфалеритом, гетитом. Структура пород крайне неравномерная: неизменные участки, сложенные равномерной массой крупных лейст полевого шпата, а также выделений клинопироксена и амфибола, чередуются с зонами, в которых более мелкие зерна полевого шпата амёбообразной формы формируют основной структурный рисунок. На отдельных участках породы сильно изменены: по эгирину развивается щелочной амфибол, который в свою очередь замещается биотитом, по полевому шпату развивается анальцит, широко развиты карбонаты. Можно предположить, что если в породе в небольшом количестве присутствовал нефелин, то он нацело замещен анальцитом.

Ларвикиты и лардалиты Кургинского массива представлены преимущественно крупнозернистыми массивными разностями, состоящими из натрового ортоклаза-криптопертита, клинопироксена и биотита. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, магнетитом, хлоритом и кальцитом. В лардалитах нефелин, как правило, замещен агрегатом цеолитов и серицита. Подробное описание пород дано в работе (Арзамасцев и др., 1999).

Клинопироксены хибинских пуласкитов по составу варьируют от диопсид-авгитов до эгирин-авгитов, причем большинство их выделений зональные: центральные части кристаллов по составу отвечают диопсиду, а краевые зоны сложены ферроавгитом с высоким содержанием акмитового компонента (табл. 1, 2). В миаскитах Ловозерского массива клинопироксен представлен преимущественно эгирином (табл. 2) с незначительной долей диопсидового и геденбергитового компонента, что сближает его с составами пироксенов из дифференцированного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов (Kogarko et al., 2006). Клинопироксены щелочных сиенитов Кургинского массива зональные: если центральные части кристаллов по составу близки клинопироксенам базитового комплекса этого массива, то краевые зоны сложены ферроавгитом состава $Wo_{40}En_{20}Fs_{40}$ с высоким содержанием акмитового компонента. По типу распределения редкоземельных элементов

(рис. 2) клинопироксен пуласкитов Хибинского массива наиболее близок эгирин-диопсиду из пород его центральной зоны — К-нефелиновых сиенитов, ийолитов и мельтейгитов, однако характеризуется значимо более высокими концентрациями всех REE. Значительным отличием эгиринов миаскитов Ловозерского массива является S-образный график распределения редкоземельных элементов, а также повышенные содержания Zr, Hf и Th (рис. 2), что сближает их с аналогами из пород его дифференцированного комплекса.

Амфиболы, присутствующие только в пуласкитах Хибинского массива, представлены двумя генерациями, относящимися к ряду кальциевого ферроэднита — натрово-кальциевого ферро-рихтерита, по классификации (Hawthorne et al., 2012) (табл. 2). Амфибол ранней генерации (КН^I на рис. 2а), образует самостоятельные выделения и имеет спектры распределения REE, близкие таковым для сосуществующего клинопироксена. Аналогичная зависимость в распределении REE наблюдается и в более железистом амфиболе, замещающем клинопироксен (КН^{II} на рис. 2а), однако поздний амфибол характеризуется более высокими содержаниями REE и высокочarged элементов. В целом как клинопироксен, так и амфибол по типу распределения REE наиболее близки арфведсонитам из К-нефелиновых сиенитов, ийолитов и мельтейгитов, однако характеризуется значимо более высокими концентрациями всех REE (рис. 2а).

Полевые шпаты. В пуласкитах Хибинского массива присутствуют калиево-натриевые полевые шпаты, в которых содержание альбитовой составляющей варьирует в пределах 40–65 мол. % (Kogobeynikov et al., 2000). В щелочных сиенитах Ловозерского массива присутствует преимущественно альбит (табл. 2), содержащий незначительные примеси бария и цезия. В ларвикитах-лардалитах Кургинской интрузии присутствует плагиоклаз с содержанием анортитового компонента до 27 мол. % (Арзамасцев и др., 1999). Присутствие плагиоклаз-содержащих пород является существенным отличием Кургинской интрузии от агапитовых сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов, в которых пороодообразующие полевые шпаты представлены либо калиевыми и калиево-натриевыми полевыми шпатами, либо альбитом, развивающимся в зонах поздних гидротермальных изменений.

Нефелин установлен нами только в пуласкитах Хибинского массива, в которых его содержание не превышает первых объемных процентов (табл. 2). Расчет на минералы (нефелин (Ne) — $NaAlSiO_4 = 77.4$, кальсилит (Ks) — $KAlSiO_4 = 16.7$ и кварц (Qz) — $SiO_2 = 5.9$) показывает, что его состав близок составу нефелина из хибинских фойяитов (Боруский, 1988). В качестве изоморфных примесей нефелин содержит Fe^{3+} , а также Rb и Sr. Незначительные концентрации Zr, Nb, REE, Th и U

Таблица 1. Химический состав клинопироксена Кургинского (KUR) и Хибинского (KHI) массивов

Компоненты	KUR				KHI				
	LRV		NSYEN		PUL				
	1/125.5	1/125.5	6/213.7	6/213.7	579/240	642/145	603/356	603/310	642/210
	М	М	С	Р	М	М	М	М	М
SiO ₂	52.84	53.00	52.46	51.58	52.95	52.35	53.60	52.31	52.61
TiO ₂	0.81	0.80	0.92	0.41	0.21	0.43	0.19	0.46	0.44
Al ₂ O ₃	1.93	2.43	1.45	1.43	0.68	1.43	0.83	1.45	1.41
FeO	7.59	7.49	6.16	18.56	11.63	19.90	19.94	18.49	19.49
MnO	0.28	0.24	0.28	0.43	0.71	1.14	1.80	1.28	1.45
MgO	13.37	13.94	14.11	5.83	9.88	4.64	4.34	5.20	4.73
CaO	22.28	22.25	23.04	15.16	21.60	14.10	12.89	15.73	13.73
Na ₂ O	0.75	1.01	0.87	6.71	1.60	5.22	6.06	4.55	5.62
Сумма	99.85	101.18	99.30	100.12	99.26	99.21	99.65	99.47	99.48
Si ^{IV}	1.960	1.940	1.960	2.010	2.006	2.004	2.047	1.986	1.989
Al ^{IV}	0.080	0.110	0.060	0.070	0.031	0.066	0.038	0.066	0.064
Ti	0.020	0.020	0.030	0.010	0.006	0.013	0.006	0.013	0.013
Fe ²⁺	0.240	0.230	0.190	0.610	0.368	0.634	0.625	0.598	0.628
Mn	0.010	0.010	0.010	0.010	0.023	0.038	0.059	0.042	0.047
Mg	0.740	0.760	0.780	0.340	0.569	0.270	0.252	0.300	0.272
Ca	0.890	0.870	0.920	0.630	0.878	0.581	0.516	0.652	0.567
Na	0.050	0.070	0.060	0.510	0.120	0.395	0.457	0.341	0.420

Примечание. Все железо в виде FeO. Формульные коэффициенты в расчете на 6(О).
Здесь и далее в таблицах: С — центр, R — краевая зона кристалла, М — кристалл из основной массы. Обозначения пород: LRV — ларвикит, NSYEN— нефелиновый сиенит, MIAС — миаскитовый сиенит, PUL — пуласкит. Номера образцов: номер скважины/глубина, м. Оксиды даны в % мас., микроэлементы — в г/т.

связаны, очевидно, с присутствием многочисленных микровключений акцессорных минералов, что характерно для нефелинов из всех пород щелочных массивов региона.

Апатит в щелочных сиенитах Ловозерского массива представлен разностями, в которых содержание SrO достигает 2.97 мас. % (табл. 3, рис. 26), что в целом соответствует составам акцессорных апатитов из агапитовых сиенитов Хибино-Ловозерского комплекса (Боруцкий, 1988). Присутствие в составе апатита Si и Na связано с компенсацией при изоморфном замещении Са — REE. Особенностью апатита ларвикитов-лардалитов Кургинской интрузии является присутствие повышенного содержания хлора (0.15–0.68 мас. %). Несмотря на повышенные концентрации стронция в ларвикитах, содержащийся в них апатит представлен низкостронциевой разновидностью (Арзамасцев и др., 1999).

Титанит в субщелочных сиенитах Хибинского и Кургинского массивов встречается, как правило, в ассоциации с апатитом и магнетитом

в пространстве между зернами полевых шпатов и пироксена. В сиенитах Ловозерского массива титанит не изучен. Содержания ZrO₂ и Nb₂O₅, а также Th и U в титаните из пуласкитов Хибинского массива значительно превышают средние содержания этих элементов в титаните из окружающих агапитовых сиенитов (табл. 3). Тип распределения и концентрации REE в титаните из пород Хибинского и Кургинского массивов близок к таковому в сосуществующих апатитах (рис. 26).

Циркон из миаскитов Ловозерского массива представлен призматическими идиоморфными кристаллами размером до 1 мм, в которых различаются призматическая 100 и дипирамидальная 101 грани (рис. 3, I–III). Преобладают оптически однородные прозрачные и полупрозрачные разновидности со светло-желтой окраской. В единичных зернах прослеживается тонкая зональность. В цирконе в значительном количестве присутствуют расплавленные, флюидные и твердофазные включения (рис. 3, VI). По данным катодолюминесцентных исследований в цирконе наблюдается тонкая осцилляторная зональность (рис. 3, IV–V). В породе

Таблица 2. Представительные анализы породообразующих минералов субщелочных сиенитов

Компоненты	Клинопироксен		Амфибол				Нефелин	Альбит
	KHI	LVZ	KHI				KHI	LVZ
	PUL	MIAS	PUL				PUL	MIAS
	642/223	903/1195	642/223 ¹	642/223 ²	642/223 ²	642/223 ²	642/223	903/1195
SiO ₂	50.73	53.48	39.92	38.81	38.69	39.05	44.78	61.37
TiO ₂	0.55	0.87	4.74	2.86	4.06	2.65	bdl	bdl
Al ₂ O ₃	2.95	1.55	13.12	11.60	11.60	12.40	32.70	28.19
FeO	12.05	28.30	12.55	19.95	17.75	16.70	0.54*	bdl
MnO	0.51	0.21	0.32	0.59	0.58	0.64	bdl	bdl
MgO	11.12	1.26	13.22	8.38	9.57	9.69	bdl	bdl
CaO	20.87	1.76	11.54	10.20	10.70	11.00	0.40	0.05
Na ₂ O	1.22	12.58	3.00	2.86	3.20	4.05	16.00	10.28
K ₂ O	bdl	bdl	1.48	1.62	1.43	2.15	5.26	0.12
Сумма	99.98	99.99	99.89	96.87	97.58	98.33	99.69	100.00
Li	34.8	13.2	73.2	88.0	86.7	87.1	27.7	bdl
Be	3.90	9.46	2.43	5.58	5.41	9.18	5.03	bdl
Sc	29.9	18.6	64.4	24.9	40.5	40.3	2.77	bdl
V	194	571	494	312	343	380	0.10	bdl
Cr	13.5	2.29	12.1	4.56	3.79	22.8	1.48	bdl
Co	30.5	0.60	54.9	49.9	68.2	50.2	0.35	bdl
Ni	11.8	1.2	51.6	12.9	43.8	15.5	0.15	bdl
Zn	191	118	243	443	440	491	2.94	bdl
Rb	3.27	0.20	9.43	11.1	10.3	15.7	82.6	5.77
Sr	161	42.0	924	337	354	645	236	5.24
Y	23.9	36.9	18.6	32.7	33.9	30.6	1.13	bdl
Zr	456	4400	98.6	651	343	576	35.3	bdl
Nb	3.85	38.2	56.0	285	283	169	10.1	bdl
Cs	0.54	0.02	0.03	0.14	0.15	0.49	1.37	57.5
Ba	1.93	2.62	892	329	281	500	9.13	37.1
La	49.9	6.74	26.3	98.0	115	69.6	5.45	bdl
Ce	139	36.0	78.3	226	264	149	11.6	bdl
Pr	17.5	8.53	11.5	26.2	31.7	17.6	1.01	bdl
Bdl	66.8	61.9	51.8	96.5	115	72.1	2.68	bdl
Sm	10.7	28.4	10.2	15.0	18.4	12.8	0.40	bdl
Eu	2.28	8.39	3.08	3.27	3.47	3.51	0.15	bdl
Gd	7.61	21.2	7.32	10.5	12.2	9.84	0.32	bdl
Tb	1.00	2.32	0.89	1.33	1.56	1.21	0.04	bdl
Dy	5.28	8.33	4.55	7.03	7.79	6.66	0.19	bdl
Ho	0.96	1.39	0.75	1.29	1.35	1.21	0.04	bdl
Er	2.57	3.58	1.78	3.46	3.39	3.20	0.10	bdl
Tm	0.39	0.53	0.21	0.50	0.45	0.45	0.01	bdl
Yb	3.39	3.69	1.33	3.87	3.18	3.45	0.08	bdl
Lu	0.69	0.65	0.19	0.66	0.52	0.59	0.02	bdl
Hf	14.9	230	3.94	16.0	9.19	13.6	0.50	bdl
Ta	0.46	0.66	3.11	7.38	9.43	3.91	0.30	bdl
Pb	0.50	1.79	2.67	3.90	4.37	4.07	0.32	bdl
Th	0.95	952	0.41	0.70	1.87	1.07	6.04	bdl
U	0.12	0.63	0.10	0.20	0.19	0.16	2.41	bdl

Примечание. Здесь и далее в таблицах: bdl — ниже уровня обнаружения, na — не анализировалось.

¹Амфибол ранней генерации, ²амфибол, замещающий клинопироксен; * в анализе нефелина все железо как Fe₂O₃.

также присутствуют непрозрачные метамиктные зерна циркона светло-коричневого цвета, которые не использовались для геохронологических исследований. Циркон из миаскитов Ловозерского массива отличается высоким содержанием тория, достигающим 0.88 мас. % ThO_2 , а также гафния (табл. 3). Циркон характеризуется наличием положительной аномалии для Ce и резким обогащением тяжелыми REE, что типично для магматических разностей этого минерала (Belousova et al., 2002).

Химический состав пород

Главным отличием, определяющим принадлежность к миаскитовой серии щелочных сиенитов из центральных зон Хибинского и Ловозерского массивов, а также ларвикитов-лардалитов Кургинского массива, является пониженное содержание щелочей и величина коэффициента агпаитности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (мол. %), который находится в пределах 0.70–0.99 (табл. 4, 5). В целом, в отличие от агпаитовых сиенитов указанных массивов, суммарное содержание щелочей в миаскитах, как правило, не превышает 14 мас. % при более высоком содержании кремнезема (рис. 4).

Несмотря на присутствие нефелина в нормативном составе отдельных образцов миаскитов, недосыщенность щелочами нашла отражение в наличии в нормативном составе пород анортита и отсутствии акмита. Отметим, что по этим признакам у пуласкитов Хибинского массива есть общие черты с фойяитами, в поле развития которых они находятся. Щелочные сиениты как Хибинского, так и Ловозерского массивов иногда имеют избыток алюминия, что видно на примере ряда анализов с нормативным корундом. На классификационной диаграмме (рис. 4) миаскитовые сиениты этих массивов располагаются в поле субщелочных пород и образуют единый тренд со щелочно-габброидной серией Кургинской интрузии.

Среди палеозойских интрузивных образований рассматриваемого региона породы Кургинского массива относятся к наименее щелочным: расчеты их нормативного состава выявляет присутствие в его строении безнефелиновых разностей, содержащих до 15% нормативного гиперстена и, в отдельных случаях, нормативного кварца. Поскольку щелочные сиениты Кургинского массива (табл. 5) принадлежат к миаскитовому типу, эти породы допустимо сопоставлять с ларвикит-лардалит-гедрумитовой магматической серией грабена Осло. Так, коэффициент агпаитности $((\text{K} + \text{Na})/\text{Al})$ пород Кургинского массива последовательно увеличивается в ряду ларвикиты (0.79)–лардалиты (0.91)–нефелиновые сиениты (0.97), что отвечает их петрохимическим аналогам из грабена Осло, в которых $\text{K}_{\text{агп.}}$ составляет соответственно 0.77, 0.93 и 0.97 (Neumann, 1980; Ramo et al., 2022).

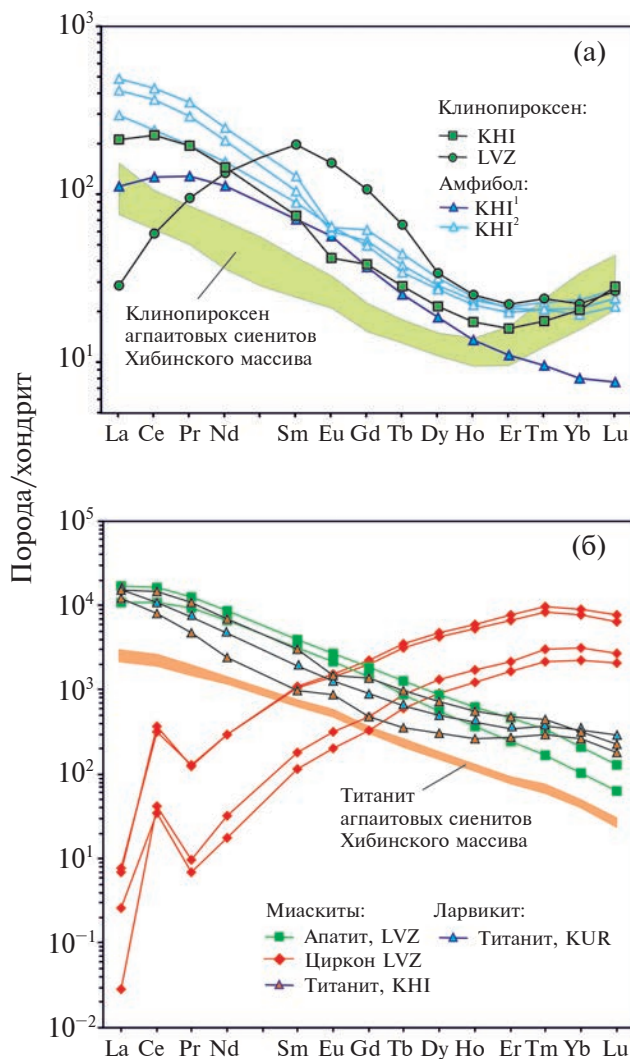


Рис. 2. Графики распределения хондрит-нормализованных значений редкоземельных элементов в клинопироксенах, амфиболах (а) и акцессорных минералах (б) миаскитовых сиенитов Хибинского (KHI), Ловозерского (LVZ) и Кургинского (KUR) массивов. Показаны графики REE для раннего амфибола KHI¹ и амфибола, замещающего клинопироксен KHI². Поля на рисунках (а) и (б) — распределение REE соответственно в клинопироксенах и титанитах в К-нефелиновых сиенитах и фойдолитах Хибинского массива (Арзамасцев и др., 2005). Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Распределение малых элементов в пуласкитах Хибинского массива не обнаруживает существенных отличий от сосуществующих агпаитовых сиенитов (рис. 5а). В Ловозерском массиве щелочные сиениты характеризуются в целом более низкими концентрациями высоkozарядных и редкоземельных элементов по сравнению с эвдиалитовыми луавритами и пойкилитовыми содалитовыми сиенитами (рис. 5б). Вместе с тем цирконсодержащие щелочные сиениты Ловозерского массива близки по геохимическим

Таблица 3. Представительные анализы аксессуарных минералов субщелочных сиенитов

Компоненты	Титанит			Апатит		Циркон			
	KHI	KHI	KUR	LVZ					
	PUL	PUL	LRV	MIAS					
	642/223	642/223	1/125.5	903/1195	903/1195	903/1195	903/1195	903/1195	903/1195
SiO ₂	29.84	30.32	30.91	0.83	0.72	31.96	32.33	32.30	32.25
TiO ₂	36.41	35.45	37.25	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Al ₂ O ₃	1.34	1.46	1.49	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
FeO	1.73	1.94	1.54	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
MnO	0.07	0.06	0.05	0.07	0.05	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	0.04	0.23	na	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
CaO	27.90	27.67	27.07	51.50	50.80	bdl	bdl	bdl	bdl
Na ₂ O	bdl	bdl	na	0.43	0.33	0.21	bdl	bdl	bdl
P ₂ O ₅	0.16	bdl	na	40.56	40.70	bdl	bdl	bdl	bdl
SrO	bdl	bdl	na	2.55	2.98	bdl	bdl	bdl	bdl
ZrO ₂	1.07	2.11	0.79	bdl	bdl	67.59	67.41	66.71	67.07
Nb ₂ O ₅	1.49	0.74	0.58	bdl	bdl	na	na	na	na
Сумма	100.05	99.98	99.68	95.94	95.58	99.55	99.74	99.01	99.32
Sr	121	134	260	21600	25200	1.14	0.88	2.51	0.60
Y	764	424	na	767	429	6940	7730	1500	2050
Zr	5340	13700	5920	bdl	bdl	na	na	na	na
Nb	9390	4920	na	bdl	bdl	33.7	35.8	10.1	6.36
La	3630	2810	1760	4060	2530	1.82	1.64	0.62	0.07
Ce	9020	4910	4698	9980	6820	196	225	21.1	25.5
Pr	978	422	272	1120	854	11.4	11.1	0.61	0.88
Nd	3240	1130	2924	3990	3030	134	137	8.27	15.2
Sm	432	139	na	564	452	150	159	16.4	26.5
Eu	82.5	47.3	na	148	118	77.7	84.3	10.9	17.4
Gd	273	95.2	na	376	282	397	438	64.7	95.8
Tb	34.8	12.5	na	44.3	31.4	111	124	21.2	30.9
Dy	181	73.9	na	214	136	1030	1170	225	320
Ho	31.3	14.3	na	34.7	20.7	290	328	69.1	94.1
Er	78.8	44.3	na	74.8	40.0	1070	1230	264	347
Tm	9.63	6.54	na	7.65	3.71	180	212	48.0	65.7
Yb	53.5	44.2	na	34.3	16.9	1260	1480	371	522
Lu	5.46	4.49	na	3.12	1.53	154	186	51.6	65.1
Hf	180	238	na	bdl	bdl	7290	7060	6300	7800
Ta	1130	64.2	na	bdl	bdl	1.48	1.21	0.40	0.31
Pb	8.02	46.6	na	12.1	6.62	148	218	20.1	13.3
Th	194	1160	na	84.4	14.1	4110	5840	642	393
U	23.8	176	na	0.01	0.01	1.43	1.61	0.81	0.40

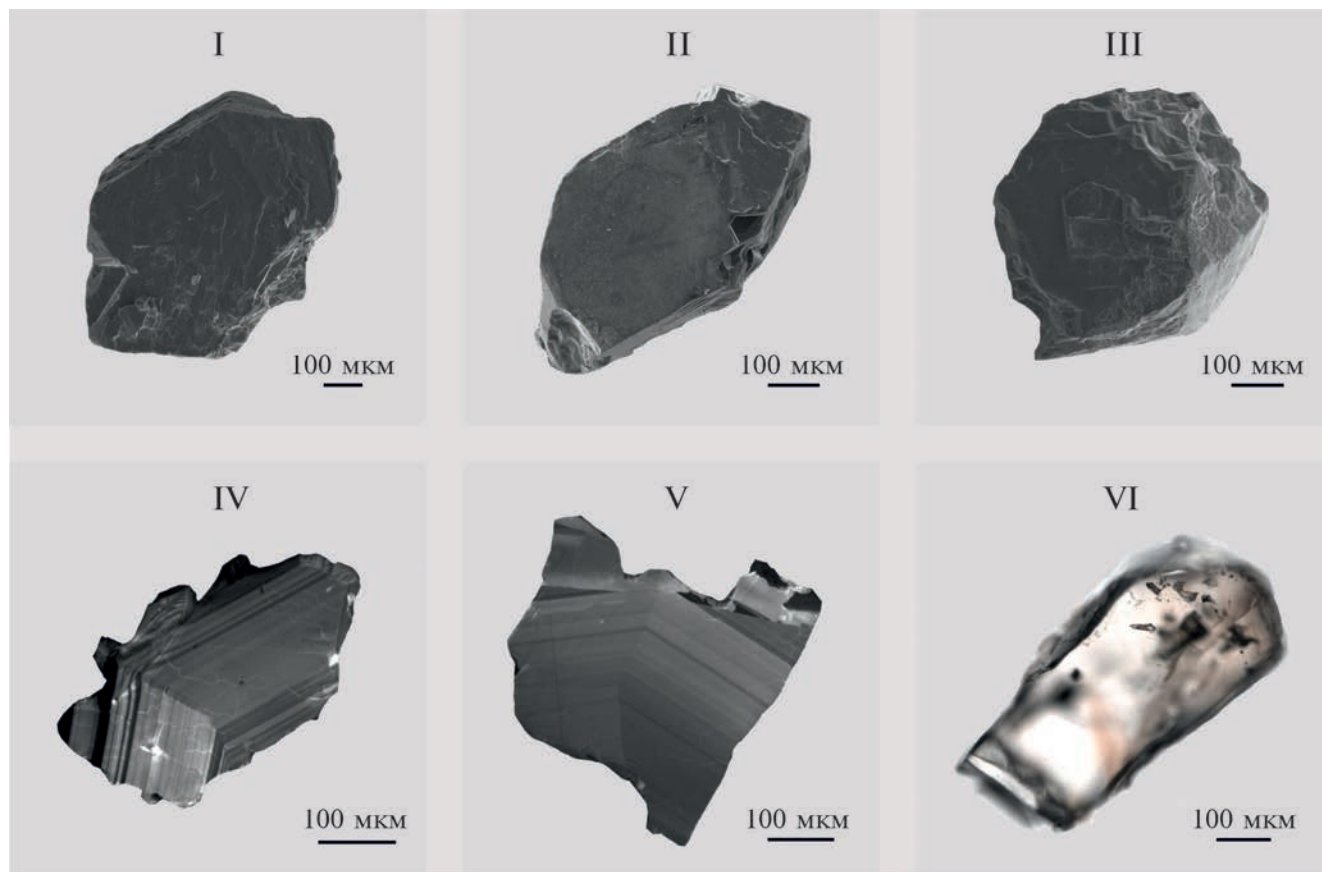


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из сиенитов Ловозерского массива (обр. 903/978), выполненные на электронном микроскопе в режимах вторичных электронов (I–III), катодолуминесценции (IV–V) и в проходящем свете оптического микроскопа (VI).

характеристикам к породам ларвикит-лардалитовой серии Кургинского массива (рис. 5в).

U-Pb возраст субцелочных сиенитов

Для U-Pb геохронологических исследований выбраны прозрачные и полупрозрачные кристаллы циркона со светло-желтой окраской. На первом этапе исследований были использованы восемь наиболее чистых фрагментов кристаллов (№ 6, табл. 6). Однако, как можно видеть из приведенных данных в табл. 6, этот циркон характеризуется значительной дискордантностью и низким содержанием радиогенного свинца, и, как отмечалось выше, низким содержанием урана (2.2 мкг/г). Кроме того, отмечается в целом нехарактерное для циркона высокое (93.3) значение $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, что определяется крайне высоким содержанием тория (табл. 5).

Для уменьшения степени дискордантности наиболее прозрачные единичные кристаллы были подвергнуты химической абразии — предварительно высокотемпературному отжигу в течение 48 ч при 850°C и последующей кислотной обработке

с экспозицией от 2 до 6 ч при 220°C. Циркон, обработанный с применением данной методики, характеризуется как конкордантными (№ 1 и 2, табл. 6, рис. 6), так дискордантными возрастными данными. Точки изотопного состава проанализированного циркона 1, 2, 4, 5 в табл. 6 образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 373 ± 5 млн лет (СКВО = 0.82, нижнее пересечение отвечают нулю). Эта оценка возраста совпадает с конкордантными оценками возраста 377 ± 1 млн лет (СКВО = 1.9), полученными для микронавесок циркона № 1 и 2 (табл. 6, рис. 6). Средняя величина возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), рассчитанная для трех микронавесок конкордантного циркона или характеризующегося незначительной дискордантностью (№ 1–3), соответствует 377 ± 1 млн лет (СКВО = 2.6). Морфологические особенности, а также особенности химического состава свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона. Соответственно, есть все основания полагать, что полученная оценка возраста 373 ± 5 млн лет отвечает возрасту кристаллизации миаскитовых сиенитов Ловозерского массива.

Таблица 4. Представительные анализы миаскитовых сиенитов Ловозерского (1–3) и пуласкитов Хибинского массивов (4–12)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	903/ 978*	903/ 1195	903/ 1130	642/ 210	642/ 397.7	579/ 240	579/ 280	642/ 145	603/ 356	603/ 310	A-1027	A-1029
SiO ₂	52.58	50.65	55.59	58.69	60.59	57.94	57.60	57.21	52.38	53.57	55.11	56.98
TiO ₂	1.29	0.87	0.98	0.50	0.40	0.71	0.50	0.60	0.42	0.31	0.50	0.17
Al ₂ O ₃	19.54	20.93	19.16	18.68	18.28	18.87	18.68	18.71	16.58	18.97	22.07	21.14
Fe ₂ O ₃	4.23	4.38	3.51	3.29	3.08	3.42	4.05	4.20	5.80	4.07	3.84	3.37
MnO	0.37	0.21	0.23	0.09	0.09	0.15	0.17	0.10	0.91	0.39	0.13	0.10
MgO	0.91	0.37	0.68	0.72	0.32	0.57	0.61	0.59	0.48	0.31	0.37	0.23
CaO	1.15	1.64	0.87	1.89	1.38	2.45	2.04	2.23	3.36	2.47	1.75	0.39
Na ₂ O	8.65	9.50	6.71	7.54	7.20	6.69	7.06	7.74	5.70	7.57	8.20	7.31
K ₂ O	3.54	2.07	5.95	5.61	5.63	5.69	5.09	5.37	4.64	4.18	6.64	8.28
P ₂ O ₅	0.28	0.38	0.12	0.16	0.09	0.15	0.15	0.20	0.20	0.20	0.10	0.02
CO ₂	0.59	1.17	0.90	0.77	1.05	0.73	0.93	0.80	5.96	2.96	0.18	0.14
S _{tot}	0.48	0.07	0.35	0.18	0.15	0.16	0.10	0.15	0.24	0.40	0.02	0.07
П.п.п.	5.61	7.06	4.26	1.16	1.23	1.64	2.18	1.17	1.65	3.15	0.81	1.23
Сумма	99.22	99.30	99.31	99.28	99.49	99.17	99.16	99.07	98.32	98.55	99.72	99.43
K _{апп.}	0.92	0.85	0.91	0.99	0.98	0.91	0.92	0.99	0.87	0.89	0.94	0.99
Li	133	82.9	56.2	14.9	26.3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	8.03
V	50.1	46.7	na	46.8	34.2	31.4	33.3	58.3	123	22.5	59.9	41.4
Ga	43.7	30.5	na	20.4	19.5	23.6	24.4	21.4	54.1	23.5	22.5	26.7
Rb	19.6	22.3	24.8	96.6	92.0	223	216	144	127	4.3	168	156
Sr	738	1073	1836	936	309	961	750	1080	1970	3300	1540	907
Y	24.9	28.7	57.5	12.9	8.19	30.3	21.9	14.1	60.5	121.0	8.59	6.02
Zr	619	591	890	254	223	772	647	360	2310	17.5	144	204
Nb	488	460	371	102	79.9	263	271	152	1360	37.0	157	55.1
Ba	290	179	610	1633	485	1280	1110	1450	2430	2570	1160	366
La	110	138	na	98.7	60.6	163	146	104	1020	2730	66.4	28.7
Ce	183	304	na	165	98.9	278	225	169	1850	4040	122	33.8
Pr	17.5	33.8	na	14.3	8.91	25.8	19.6	15.4	231	410	11.6	3.32
Nd	63.5	120	na	42.8	27.1	74.4	55.3	46.3	747	1150	33.7	9.29
Sm	11.0	19.2	na	5.28	3.24	9.85	6.67	5.68	81.7	112	4.73	1.19
Eu	2.97	5.05	na	1.35	0.89	3.07	1.72	1.65	18.2	25.9	1.19	0.30
Gd	7.74	12.3	na	3.09	1.97	8.59	6.13	5.14	52.7	80.8	3.34	0.83
Tb	1.17	1.60	na	0.45	0.29	1.16	0.81	0.62	5.53	9.01	0.44	0.15
Dy	6.40	8.16	na	2.55	1.64	5.97	4.15	2.91	18.90	34.3	2.01	1.00
Ho	1.15	1.37	na	0.49	0.32	1.16	0.82	0.54	2.54	5.00	0.36	0.23
Er	2.71	3.05	na	1.30	0.88	3.34	2.37	1.44	6.39	12.4	1.00	0.76
Tm	0.36	0.41	na	0.19	0.14	0.55	0.38	0.22	0.92	1.75	0.14	0.12
Yb	1.73	2.19	na	1.16	0.87	3.39	2.70	1.45	6.28	11.8	0.90	0.72
Lu	0.24	0.30	na	0.18	0.14	0.53	0.42	0.25	0.94	1.72	0.18	0.11
Hf	17.7	18.5	na	5.34	4.64	13.4	13.9	7.96	39.8	0.63	3.42	3.55
Ta	25.8	24.6	na	8.58	6.74	11.4	12.5	8.31	28.2	0.17	8.40	1.24
Pb	17.6	9.85	na	14.3	15.7	19.0	41.4	19.1	16.3	5.22	3.67	4.12
Th	51.4	64.8	na	16.5	18.1	28.3	43.9	22.9	84.2	100	4.84	7.32
U	6.75	6.90	na	3.52	3.66	7.06	7.11	5.60	23.6	1.42	0.92	1.06

Примечание. K_{апп.} — коэффициент аппаитности: (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ (мол. %).

*Номер скважины/глубина, м.

Таблица 5. Представительные анализы субщелочных сиенитов Кургинского массива

Компоненты	LRV	LRV	LRD	LRD	SFN	SFN
	1/224	1/216.7	6/144.2	6/153	6/40	7/179
SiO ₂	52.90	51.32	48.98	52.51	51.50	54.12
TiO ₂	1.85	2.25	2.88	2.34	1.85	0.44
Al ₂ O ₃	18.48	18.35	13.44	15.32	16.92	17.24
Fe ₂ O ₃	7.23	8.14	9.04	8.01	7.13	6.17
MnO	0.09	0.10	0.17	0.13	0.16	0.15
MgO	2.09	2.12	4.47	2.53	1.49	3.02
CaO	5.33	6.10	5.22	4.29	4.16	1.21
Na ₂ O	6.00	5.95	5.01	6.55	7.84	8.70
K ₂ O	2.01	1.67	4.32	3.38	3.72	4.14
P ₂ O ₅	0.32	0.39	0.60	0.46	0.25	0.10
CO ₂	1.52	1.13	0.85	0.48	0.49	0.64
H ₂ O	1.53	1.76	4.43	3.35	3.62	3.50
Сумма	99.35	99.27	99.41	99.34	99.13	99.43
K _{апп.}	0.65	0.61	0.96	0.95	1.00	1.09
Sc	5.06	5.05	6.23	4.86	2.62	2.08
V	188	194	287	254	266	89.8
Cr	19.7	12.8	8.04	15.3	7.89	163
Co	18.7	22.4	20.2	16.9	10.6	17.8
Ni	62.7	63.1	13.8	21.9	12.6	202
Cu	55.5	157	59.1	73.0	53.8	20.9
Zn	80.6	87.9	135	104	108	136
Sr	6167	6968	1822	2287	2856	256
Y	20.5	25.7	42.2	31.6	31.3	7.80
Zr	322	291	673	441	1191	873
Nb	82.7	108	232	202	297	89.8
Ba	1696	1662	2231	2123	1665	137
La	91.1	107	220	180	200	52.5
Ce	194	238	431	346	358	60.3
Pr	21.8	28.5	47.7	36.4	36.9	4.30
Nd	83.2	110	181	131	121	11.2
Sm	13.1	17.8	26.3	19.2	16.8	1.32
Eu	4.68	6.00	7.37	5.33	4.57	0.38
Gd	8.68	12.0	17.9	13.0	10.9	1.01
Tb	1.21	1.66	2.57	1.86	1.69	0.19
Dy	5.18	7.13	11.38	8.25	7.58	1.07
Ho	0.83	1.16	1.85	1.37	1.32	0.24
Er	2.04	2.72	4.46	3.32	3.37	0.87
Tm	0.24	0.33	0.53	0.40	0.44	0.17
Yb	1.34	1.90	2.99	2.31	2.81	1.54
Lu	0.17	0.23	0.39	0.30	0.42	0.32
Hf	7.92	8.69	17.1	12.0	25.0	18.7
Ta	5.60	8.00	12.2	10.9	11.7	1.33
Pb	10.6	8.70	7.95	8.45	9.42	20.7
Th	7.43	8.75	15.0	8.57	24.3	33.0
U	1.66	1.78	2.85	1.75	11.2	7.57

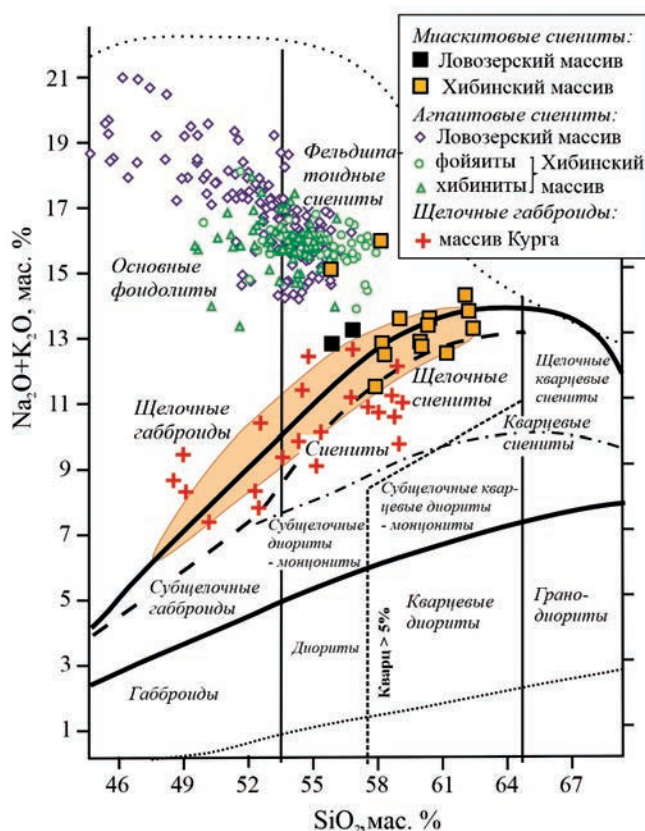


Рис. 4. Составы миаскитовых и агпайтовых сиенитов на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – SiO_2 (Классификация и номенклатура ..., 1981). Поле — составы эссекситов и трахитов дайковой серии Хибинского массива.

Результаты Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований

Результаты изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем щелочных сиенитов приведены в табл. 7. Изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в ловозерских миаскитах, варьирующее в пределах 0.7036–0.7037, отвечает значениям, полученным ранее для агпайтовых сиенитов и вулканитов Хибинского и Ловозерского массивов, а также пород Кургинского массива (Kramm, Kogarko, 1994; Арзамасцев и др., 1998а, 1999). В отличие от этого, пуласкиты Хибинского массива характеризуются умеренно-радио-генными значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7037$ –0.7040. Для всех сиенитов наблюдается обратная корреляция величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ и концентрации Sr, что указывает на ассимиляцию и/или ассимиляцию + + фракционную кристаллизацию (AFC-процесс) полевого шпата с примитивным изотопным составом Sr. Отметим, что для базальтоидов корреляция между этими величинами является положительной (рис. 7).

Sm-Nd изотопный состав субщелочных сиенитов соответствует интервалу значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +0.7 до +4.1. Наиболее радио-генным изотопным составом Nd характеризуются не только миаскиты Ловозерского массива, но и ларвикиты и ультра-базиты Кургинского массива (рис. 8). Базальтоиды кровли Ловозерского массива также имеют относи-тельно высокое положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.6$ – +3.9. Наименее радио-генный изотопный состав Nd характерен для пуласкитов Хибинского массива: $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от –2.7 до +0.5, причем тренд изме-нения изотопного состава Sr и Nd (рис. 8) указы-вает на существенную роль корового компонента в образовании этих пород.

Модели эволюции расплавов

Исходя из представлений о связи миаскитов Ловозерского массива с базальтами его кровли, а также с ультраосновной серией Кургинского мас-сива масс-балансовые расчеты для поро-дообразующих и редкоземельных элементов проведены на основе стандартных формул фракционной кри-сталлизации, сопровождающейся контаминацией (AFC). Исходные параметры для расчета (составы исходных расплавов, контаминанта, коэффи-циентов распределения и фракционирующих фаз) приведены в табл. 8 и 9. Для расчета соотношений поро-дообразующих элементов применялся метод наименьших квадратов (например, Bryan et al., 1969). Модель фракционной кристаллизации ос-нована на предположении о том, что реально на-блюдаемые в исходных недифференцированных вулканитах фенокристы являлись главными фрак-ционирующими фазами.

В качестве характеристик исходного базальто-вого расплава, дочернего миаскитового деривата и рестита были соответственно приняты анали-зы образцов наиболее примитивного члена ком-плементарной ловозерской вулканогенной серии, отвечающей по составу анкармиту, миаскита из нижних горизонтов Ловозерского массива и ультраосновного кумулата близлежащего Кургинско-го массива. Критерием точности расчетной модели являлась сумма квадратов остатков (Σr^2). Полу-ченные расчетные соотношения фракционирующих фаз были далее использованы при расчете модели фракционирования REE в полученных дериватах и оценки соответствия модельных и реальных со-ставов. Кроме того, для контроля результатов ис-пользована программа Pele (Boudreau, 1999), пред-ставляющая собой адаптированный для Windows вариант программного пакета термодинамических расчетов MELTS (Ghiorso et al., 1994).

Миаскитовый сиенит Ловозерского массива. При-веденные в табл. 9 и на рис. 9а данные показывают, что 23.2% расплава, отвечающего по составу миаскиту указанного массива, может быть получено

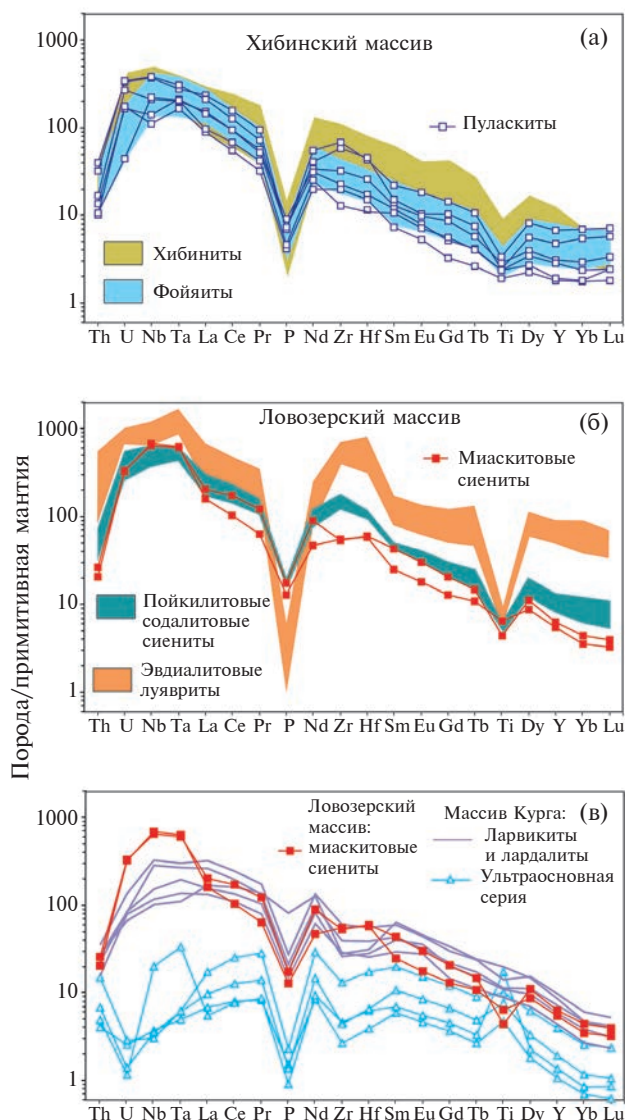


Рис. 5. Графики распределения малых элементов в мияскитовых и агапитовых сиенитах Хибинского (а), Ловозерского (б) и Кургинского массивов (в). Данные для сравнения на рисунках (а) и (б) из работы (Арзамасцев и др., 2001), (в) из работы (Арзамасцев и др., 1999). Нормализовано по (McDonough, Sun, 1995).

в результате фракционирования 12.4% оливина, 43.3% клинопироксена и небольших количеств амфибола, плагиоклаза, ортоклаза, апатита и магнетита, причем полученное соотношение фракционирующих фаз (рестита) в целом отвечает составу реальных перидотитовых кумулатов ультраосновной серии Кургинского массива. Для контроля был проведен расчет распределения REE в тех же минеральных фазах с учетом полученных в ходе фракционирования пропорций. Расчет стандартной модели фракционной кристаллизации с ассимиляцией

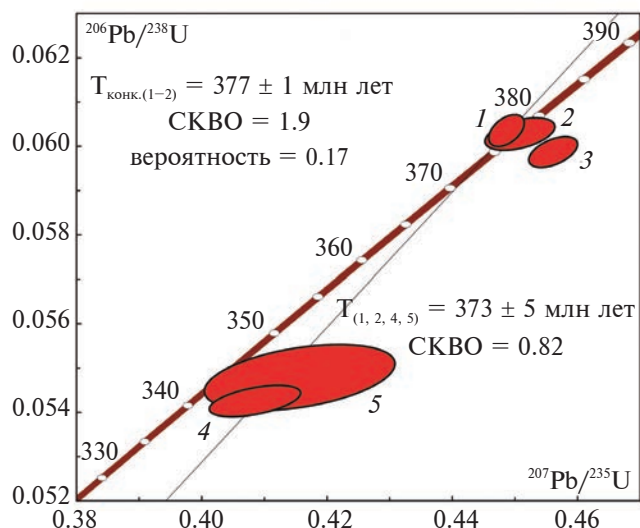


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для циркона из мияскита Ловозерского массива, обр. 903/978. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 6.

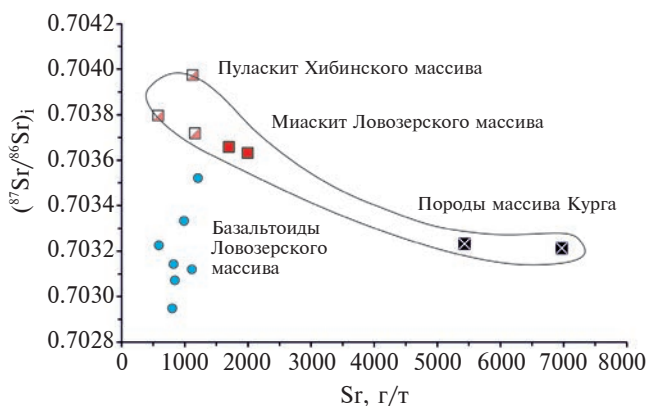


Рис. 7. Диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ – Sr для пород Хибинно-Ловозерского комплекса. Данные по базальтоидам Ловозерского массива и породам Кургинского массива из (Арзамасцев и др., 1998а, 1999).

материалом архейских гнейсов (AFC) для REE показал, что удовлетворительная сходимость расчетных и наблюдаемых в конкретном обр. 107/111 концентраций редких земель может быть получена при 30–35%-ном фракционировании анкармитового расплава, при минимальной доле ассимилянта, что в общем отвечает оценкам по главным элементам (рис. 9а). Таким образом, результаты расчетов в совокупности с общими петрохимическими характеристиками мияскитовых сиенитов Ловозерского массива, а также вулканитов и интрузивных

Таблица 6. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из миаскитовых сиенитов (обр. 903/978)

Номер п/п	Характеристика циркона и условия обработки	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения						Возраст, млн лет		
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	>0.2 мм, 6 фр., желт., ВО, кисл. обр. = 2	*U/Pb* = 0.38	0.38	506	0.0539 ± 2	49.3920 ± 49	0.4487 ± 18	0.0604 ± 1	0.55	376 ± 2	378 ± 1	367 ± 8
2	>0.2 мм, 6 фр., желт., ВО, кисл. обр. = 6			106	0.0542 ± 5	52.2571 ± 157	0.4508 ± 50	0.0603 ± 2	0.44	378 ± 4	377 ± 1	380 ± 22
3	>0.2 мм, 7 фр., желт., ВО, кисл. обр. = 3	*U/Pb = 0.57	0.57	132	0.0552 ± 3	32.3312 ± 32	0.4562 ± 32	0.0599 ± 2	0.46	382 ± 3	375 ± 1	422 ± 14
4	>0.2 мм, 11 фр., желт., ВО, кисл. обр. = 6			108	0.0546 ± 7	59.6969 ± 60	0.4084 ± 57	0.0542 ± 3	0.47	348 ± 5	340 ± 2	396 ± 29
5	>0.2 мм, 4 фр., темн.-желт., ВО, кисл.обр. = 5	*U/Pb = 0.21	0.21	52	0.0564 ± 17	98.8122 ± 395	0.4305 ± 142	0.0554 ± 7	0.44	364 ± 12	348 ± 4	466 ± 66
6	>0.2 мм, 8 фр., желт.			77	0.0564 ± 13	93.3325 ± 439	0.2828 ± 74	0.0364 ± 3	0.44	253 ± 6	230 ± 2	468 ± 52

Примечание. ^aИзотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; *U/Pb* — навеска циркона не определялась; ВО — высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр. = 3.0 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

Таблица 7. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для щелочных сиенитов и пород, использованные для модельных расчетов

Номер образца	Массив	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2σ изм.)	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _T	ε _{Nd} (T)
903/978	LVZ	18.80	118.0	0.0963	0.512599 ± 4	0.512361	+4.1
903/1195.5	LVZ	30.6	200.3	0.0924	0.512587 ± 4	0.512359	+4.0
642/145	KHI	5.55	44.5	0.0754	0.512366 ± 4	0.512179	+0.5
642/397	KHI	4.04	32.9	0.0742	0.512372 ± 4	0.512189	+0.7
579/240	KHI	9.34	73.2	0.0770	0.512480 ± 3	0.512290	+2.7
107/155*	LVZ	14.64	84.44	0.10493	0.512615 ± 14	0.512354	+4.0
A03-26*	KHI	2.58	15.61	0.09979	0.511253 ± 27	0.511011	-22.5

Номер образца	Массив	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (±2σ изм.)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	ε _{Sr} (T)
903/978	LVZ	135.0	1712	0.228	0.704865 ± 6	0.70367	-5.7
903/1195.5	LVZ	97.6	1911	0.1478	0.704411 ± 5	0.70364	-6.2
642/145	KHI	137.3	1118	0.355	0.705855 ± 4	0.70400	-1.1
642/397	KHI	128.1	380	0.975	0.708947 ± 5	0.70385	-3.1
579/240	KHI	213.7	970	0.637	0.707085 ± 4	0.70375	-4.5
107/155*	LVZ	12.54	840	0.04315	0.703302 ± 17	0.70307	-13.9
A03-26*	KHI	59.9	470	0.36944	0.715200 ± 5	0.713254	+130.5

Примечание. Все данные пересчитаны на возраст 377 млн лет в соответствии с результатами U-Pb геохронологических исследований. Изотопный состав анкарамита (обр. 107/155) – из (Арзамасцев и др., 1998а), гнейса (обр. 03-26) – из (Арзамасцев и др., 2011).

*Данные, использованные в модельных расчетах.

пород Кургинского массива позволяют предполагать существование субщелочной базальтоидной серии, формирование которой предшествовало внедрению комплексов агапитовых сиенитов как Ловозерского, так и Хибинского массивов.

Пуласкит Хибинского массива. Изотопные характеристики пуласкитов свидетельствуют о разной степени ассимиляции исходными для них расплавами материала докембрийского фундамента, поэтому расчет произведен для варианта неконтаминированных (вариант 1) и контаминированных (вариант 2) разностей (табл. 9). В расчет баланса масс был включен состав гнейса из приконтактной зоны массива, в качестве родительского принимался расплав, отвечающий по составу анкарамиту, как и в варианте для миаскитов Ловозерского массива. Расчеты показали, что в первом варианте 30.3% расплава состава пуласкита (обр. 642/223) может быть получено при фракционировании 12.4% оливина, 37.8% клинопироксена, 10.3% амфибола и небольших количеств K-Na полевого шпата, магнетита, апатита и титанита. Наиболее удовлетворительный результат получен в варианте 2, который учитывает 10% контаминацию родительского расплава

коровым материалом (табл. 9, вариант 2). Расчет изотопной модели AFC показал несколько более высокую долю ассимилянта, которая, однако, не превышала 15% (рис. 8). Пуласкитовый расплав существенно обеднен REE (рис. 9б), в отличие от миаскитов Ловозерского массива, что, по-видимому, связано с участием в ходе фракционирования таких минералов-концентраторов REE, как апатит и титанит. Опубликованные экспериментальные данные показывают высокую вариативность коэффициентов распределения REE в этих фазах (Paster et al., 1974; Fujimaki, 1986), причем наиболее высокие значения коэффициентов распределения установлены в трахитах, весьма близких по составу пуласкитам Хибинского массива (Luhr et al., 1984). Исходя из этого, количественный расчет модели фракционирования на основе данных о распределении REE представляется некорректным. Тем не менее представленные на рис. 9б графики указывают на значительную роль во фракционировании REE-содержащих фаз, среди которых преобладали апатит и титанит.

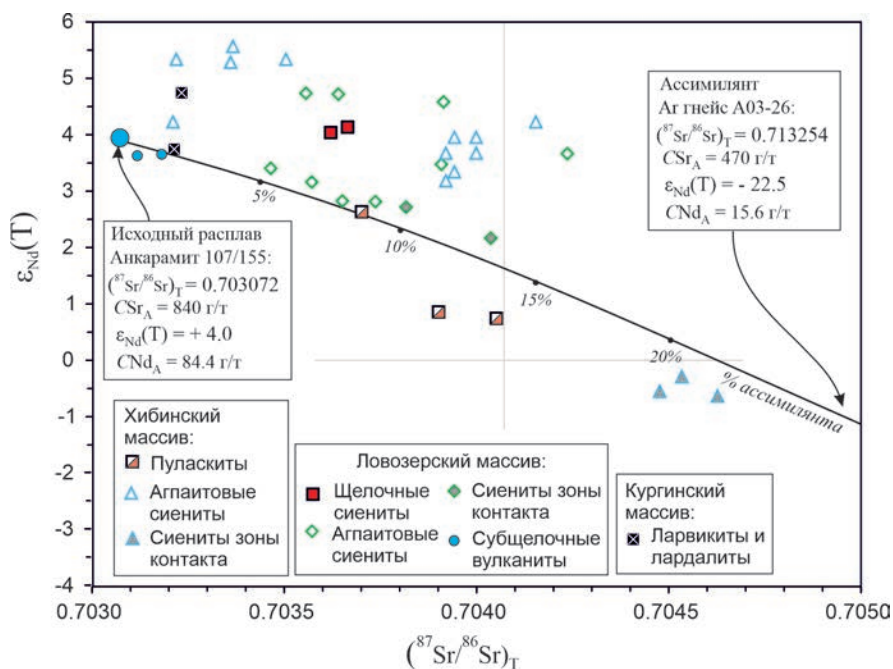


Рис. 8. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ для субщелочных пород и аппаитовых сиенитов Хибинского, Ловозерского и Кургинского массивов. Данные по аппаитовым сиенитам из (Kramm, Kogarko, 1994), по массиву Курга из (Арзамасцев и др., 1999), по составу анкарамита из (Арзамасцев и др., 1998a), по Аг гнейсу из (Арзамасцев и др., 2011). Все данные пересчитаны на возраст 377 млн лет.

Таблица 8. Составы пород и коэффициенты распределения минерал/расплав (D), использованные для модельных расчетов фракционной кристаллизации и ассимиляции

Элементы	Анкарамит	Гнейс	D_{Ol}	D_{Cpx}	D_{Amph}	D_{Pl}	D_{KFsp}	D_{Ap}^1	D_{Ap}^2	D_{Mag}	D_{Tm}
La	70.9	28.1	0.00001	0.031	0.54	0.1477	0.08	5.16	14.5	0.29	46
Ce	169	46.6	0.00002	0.058	0.98	0.0815	0.03	6.34	21.1	0.35	87
Pr	21.7	5.46	0.00005	0.090	1.54	0.048*	0.02	6.45	27.0	0.40	120
Nd	88.2	18.8	0.0001*	0.122	2.10	0.0551	0.01	6.60	32.8	0.45	152
Sm	15.7	3.28	0.0005	0.237	2.99	0.0394	0.01	6.30	46.0	0.55	204
Eu	4.17	0.99	0.001*	0.256	2.88	1.125	0.99	3.77	44.0	0.53	181
Gd	10.9	2.86	0.002*	0.301	3.84	0.031	0.13	6.00	43.9	0.52	210
Tb	1.39	0.42	0.003	0.301	4.80	0.038*	0.13	5.79	39.0	0.50	248
Dy	6.58	2.19	0.01*	0.300	4.30	0.0228	0.12	5.00	34.8	0.45	210
Ho	1.10	0.43	0.01	0.306	3.53	0.035*	0.11	4.50	28.0	0.40	180
Er	2.52	1.28	0.018*	0.313	3.00	0.0202	0.11	4.00	22.7	0.35	150
Tm	0.31	0.16	0.027*	0.317	2.70	0.033*	0.11	4.00	18.0	0.30	125
Yb	1.67	1.13	0.037	0.321	2.29	0.0232	0.11	3.24	15.4	0.26	104
Lu	0.23	0.21	0.05	0.288	2.30	0.0187	0.11	3.40	13.8	0.60	92
Литературный источник	[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[5]	[10]

Примечание. [1] — обр. 107/111 из вулкаников кровли Ловозерского массива (Арзамасцев и др., 1998a). [2] — обр. S05-22, архейский плагиоклазовый гнейс из района северного обрамления Ловозерского массива (Арзамасцев и др., 2011). Коэффициенты распределения из работ: [3] — Beattie, 1994; [4] — Fujimaki et al., 1984; [5] — Luhr et al., 1984; [6] — Bindeman, Davis, 2000; [7] — Stix, Gorton, 1990; [8] — Watson, Green, 1981; [9] — Fujimaki, 1986; [10] — Green, Pearson, 1983.

*Коэффициент распределения получен путем интерполяции значений соседних REE.

Таблица 9. Составы исходного расплава, предполагаемого рестита (ультрабазиты массива Курга), контаминанта и дочерних расплавов, полученных в результате модельных расчетов фракционной кристаллизации

Компоненты	Исходный расплав	Рестит		Конта-минант	Дочерние расплавы									
	вулканит	Кургинский массив		фунда-мент	миаскиты Ловозерского массива				Пуласкиты Хибинского массива					
					(вариант 1)				(вариант 2)					
					периодит ²	пироксенит ²	гнейс ³	дочерний расплав	набл. — вычисл.	рестит	дочерний расплав	набл. — вычисл.	рестит	
	анкарамит ¹	6/299	2/41.5	S05—22	903/978	—	—	—	642/145	—	—	642/145	—	—
	107/111													
SiO ₂	47.00	45.25	45.43	61.48	56.71	0.07	43.89	59.01	59.01	0.13	41.58	59.01	0.04	35.45
TiO ₂	1.62	2.81	2.48	0.53	1.39	0.25	1.50	0.62	0.62	0.10	2.05	0.62	0.24	1.64
Al ₂ O ₃	8.30	1.25	4.08	19.93	21.08	—0.02	4.35	19.30	19.30	0.14	3.30	19.30	—0.09	2.73
FeO	14.60	14.98	18.03	4.84	4.75	0.01	17.65	4.33	4.33	0.07	18.98	4.33	0.00	16.79
MnO	0.20	0.19	0.19	0.07	0.40	—0.01	0.15	0.10	0.10	0.03	0.20	0.10	0.03	0.18
MgO	13.11	22.47	12.44	1.66	0.98	—0.03	16.93	0.61	0.61	0.01	18.55	0.61	—0.03	16.38
CaO	10.46	12.59	16.65	5.03	1.24	—0.10	13.45	2.30	2.30	—0.05	14.09	2.30	—0.07	12.13
Na ₂ O	2.64	0.38	0.61	4.85	9.33	—0.18	0.80	7.98	7.98	—0.22	0.64	7.98	0.01	0.52
K ₂ O	1.42	0.03	0.03	1.47	3.82	—0.17	0.90	5.54	5.54	—0.43	0.25	5.54	—0.07	0.19
P ₂ O ₅	0.53	0.05	0.06	0.15	0.30	0.18	0.37	0.21	0.21	0.22	0.35	0.21	0.11	0.46
Σt ²	—	—	—	—	—	0.17	—	—	—	0.35	—	—	0.09	—
Доля дериватов, %	—	—	—	—	23.7	—	76.3	30.3	30.3	—	69.7	21.5	—	78.5
Доля контаминанта, %	—	—	—	—	Не контаминирован				Не контаминирован				10.6% (гнейс)	
					Модальный состав рестита, %									
Ol	—	—	—	—	—	—	12.1	—	—	—	12.4	—	—	13.1
Cpx	—	—	—	—	—	—	43.5	—	—	—	37.8	—	—	35.7
Amph	—	—	—	—	—	—	3.2	—	—	—	10.3	—	—	9.8
Pl	—	—	—	—	—	—	4.3	—	—	—	—	—	—	—
Ort	—	—	—	—	—	—	3.4	—	—	—	0.3	—	—	—
Ap	—	—	—	—	—	—	0.7	—	—	—	0.6	—	—	0.9
Ttn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	—	—	0.2
Mag	—	—	—	—	—	—	9.0	—	—	—	8.1	—	—	8.2

Примечание. Данные приведены к 100%. Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Amph – амфибол, Pl – плагиоклаз, Ort – ортоклаз, Ap – апатит, Ttn – титанит, Mag – магнетит. Σt² – контрольная сумма квадратов остатков. В столбце “набл. – вычисл.” приведены разности содержаний оксидов между исходными и вычисленными модельными составами.

¹ Из (Арзамасцев и др., 1998a); ²из (Арзамасцев и др., 1999); ³из (Арзамасцев и др., 2011).

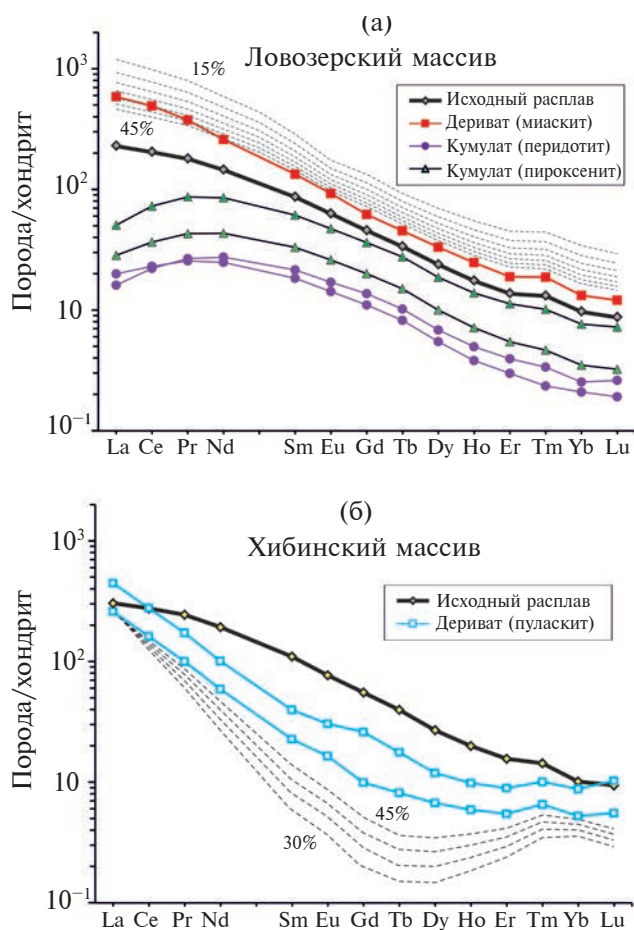


Рис. 9. Распределение нормализованных к хондриту содержаний редкоземельных элементов в исходном анкармитовом расплаве (обр. 107/111 из вулканогенной толщи кровли Ловозерского массива) и продуктах его фракционной кристаллизации: (а) миаскита Ловозерского массива (обр. 903/978) и вероятных комплементарных реститах (перидотит, обр. 6/299, 8/211 и пироксенит обр. 6/325, 2/41.5 из массива Курга по данным (Арзамасцев и др., 1999); (б) пуласкита Хибинского массива (обр. 642/145). Пунктиром показаны расчетные концентрации REE в процессе фракционной кристаллизации исходного расплава. Проценты на графике — доля фракционированного расплава.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пуласкиты Хибино-Ловозерского магматического комплекса — продукты контаминированных мантийных расплавов?

Присутствие в составе Хибинского и Ловозерского массивов приконтактных щелочных сиенитов (“умптекитов”) допускает вероятность образования миаскитовой серии как продуктов контаминации агпаитовых расплавов вмещающими

породами, слагающими архейский фундамент рассматриваемой части Кольского полуострова. Sr-Nd изотопные данные по сиенитам зон эндоконтактов Хибинского и Ловозерского массивов обнаруживают значительное смещение изотопных отношений, показывающее, что зона приконтактных изменений агпаитовых сиенитов в результате взаимодействия с гнейсами, может достигать нескольких десятков метров (Арзамасцев и др., 2011). Соответственно, породы эндоконтакта сложены щелочными сиенитами, близкими по составу к изученным сиенитам центральных зон указанных массивов. Можно допустить, что процессы коровой контаминации проявились не только на контактах массивов, но имели место и в их центральных частях, где фиксируются как останцы пород кровли, так и переработанные породы фундамента (Буссен, Сахаров, 1972; Галахов, 1975; Шлюкова, 1986). Геофизические данные свидетельствуют о существовании в центральной части Хибинского массива гравитационной аномалии, которая может указывать на присутствие крупного блока пород рамы, образованного на начальных этапах формирования Хибинской кальдеры (Арзамасцев и др., 19986). Для решения вопроса о природе миаскитовых сиенитов были привлечены Sr-Nd изотопные данные, которые показали, что фигуративные точки состава миаскитовых сиенитов Ловозерского массива располагаются в поле мантийных значений, причем их Sr и Nd изотопные характеристики близки таковым для пород агпаитовой серии в составе массивов (рис. 8). Таким образом, вероятность происхождения миаскитовых сиенитов Ловозерского массива в результате контаминации ультращелочных мантийных расплавов веществом докембрийского фундамента по модели образования приконтактных умптекитов представляется минимальной. В отличие от миаскитов Ловозерского массива, пуласкиты центральной зоны Хибинского массива обнаруживают признаки взаимодействия исходных мантийных расплавов с породами докембрийского основания, причем расчеты показывают, что доля ассимилянта варьировала в разных порциях пуласкитового расплава от 7 до 15% (рис. 8).

Связь миаскитовых сиенитов с ультращелочными (агпаитовыми) сериями Хибино-Ловозерского магматического комплекса

Исходя из приведенного материала, вероятны следующие варианты связи миаскитовых и агпаитовых сиенитов.

(1) Миаскитовые и агпаитовые сиениты могут являться закономерными членами единой петрогенетической серии, в состав которой входят нефелиновые сиениты периферической зоны Хибинского

массива и фойайиты, слагающие его центральную зону. Действительно, сходство геохимических характеристик пуласкитов Хибинского массива и нефелиновых сиенитов его центральной части, которое можно видеть на диаграмме (рис. 4а), позволяет полагать, что исходный состав щелочного расплава отвечал среднему составу фойайитов, а распределение в нем малых элементов не испытало значимых изменений в результате ассимиляции вещества вмещающих пород. Таким образом, пуласкиты обнаруживают явные признаки гетерогенности, обусловленной, с одной стороны, процессом эволюции мантийного агпаитового расплава, и с другой — ассимиляцией этим расплавом вещества коры, которое не превышало, как показали модельные расчеты, 10%. В Ловозерском массиве с миаскитами ассоциированы разнообразнейшие нефелиновые сиениты, слагающие дифференцированный комплекс луявритов-фойайитов-уртитов, а также комплекс эвдиалитовых луявритов, однако признаки контаминации коровым материалом отсутствуют. Отметим, что, как и в ближайшем аналоге Ловозерской интрузии, в массиве Илимауссак начальная фаза его становления также представлена авгитовыми сиенитами, т.е. породами миаскитовой серии (Marks, Markl, 2015).

Переход от миаскитовых к агпаитовым сериям в массивах Кольской провинции мог быть обусловлен сменой минеральных парагенезисов, вызванной драматическим изменением окислительно-восстановительных условий и развивался по сценарию, предложенному в (Marks et al., 2011). Показано, что выделение арфведсонита или эгирина вместо фаялита или магнетита (ильменита), которое контролируется летучестью кислорода и активностью Na в кристаллизующихся расплавах, определяет два основных направления эволюции агпаитовых расплавов: высококальциевый тренд, пример которого представлен щелочными породами Кольской провинции, и тренд истощения Ca, который проявляется, например, в щелочных породах провинции Гардар, Южная Гренландия (Marks et al., 2011). Обе тенденции показывают значительное обогащение Na во время магматической эволюции. В Кольской провинции этот тренд, по-видимому, реализован в Кургинской интрузии, где в полном объеме представлена ларвикит-лардалит-сиенитовая серия. Если высококальциевые агпаитовые сиениты были образованы из нефелинитовых исходных расплавов, в которых не кристаллизовалось большое количество плагиоклаза, то Ca-деплементированные сиениты могли возникнуть в результате обширного фракционирования плагиоклаза из исходных щелочно-базальтовых расплавов. Различия в условиях кристаллизации определяют и минералогические различия внутри этих групп пород и связаны с кристаллизацией минералов-концентраторов

HFSE: большинство сиенитовых пород, известных как миаскиты/пуласкиты, содержат циркон, титанит или ильменит в качестве минералов, богатых HFSE, тогда как в агпаитовых сиенитах высокозарядные элементы формируют собственные Ti и Zr минеральные фазы — эвдиалит, катаплетит, эльпидит, энigmatит, астрофиллит и др. (Marks et al., 2011).

(2) Присутствие циркона в качестве постоянной акцессорной фазы миаскитовых сиенитов Ловозерского массива, пониженный (<1.0) коэффициент агпаитности миаскитов этого массива и пуласкитов Хибинского массива, отсутствие характерной для агпаитовых сиенитов ассоциации титано- и цирконосиликатов (эвдиалит, катаплетит, энigmatит и др.), а также содалита, позволяет отнести эти породы к автономной магматической серии, которая, наряду с базальтоидными вулканитами Ловозерского массива и ларвикит-лардалитовой серией Кургинского массива, предшествовала формированию комплексов агпаитовых сиенитов и непосредственно с ними не связана. Следует отметить, что в поле мантийных значений располагаются как составы вулканитов ловозерской свиты, так и ларвикит-лардалитовой серии Кургинского массива, породы которой демонстрируют признаки геохимического сходства с миаскитовыми сиенитами Ловозерского массива (рис. 4в). Дополнительным критерием связи миаскитовых сиенитов с породами Кургинского массива являются обнаруженные нами гравитационные аномалии в северо-восточной части Ловозерского массива, свидетельствующие о единой области их подводящих каналов (Арзамасцев и др., 1998). Оценивая приведенные аргументы, мы полагаем, что наиболее вероятным представляется непосредственная генетическая связь агпаитовых и субщелочных пород, представленных как полным рядом плутонических дифференциатов, так и вулканитами, сохранившимися в виде останцов кровли массива. Можно также предположить, что к субщелочной серии относятся и многочисленные дайки эссекситов и трахитов, относящиеся к заключительной фазе становления Хибинского массива и обнаруживающие черты сходства с миаскитами и пуласкитами (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение субщелочных пород, присутствующих в Хибинском, Ловозерском и близлежащем Кургинском массивах позволило выделить магматическую серию, объединяющую пуласкиты Хибинского, миаскитовые сиениты из нижних горизонтов Ловозерского, вулканиты, сохранившиеся в виде останцов кровли, а также плутоническую серию ультрабазитов-ларвикитов-лардалитов

Кургинского массивов. В отличие от агпаитовых сиенитов, слагающих основной объем Хибинского и Ловозерского массивов, данные породы характеризуются пониженным коэффициентом агпаитности, отсутствием типичных минералов ультращелочных пород (эвдиалит, энigmatит и др.) и присутствием циркона. Морфологические особенности и химический состав свидетельствуют о его магматическом происхождении, что позволяет оценить время кристаллизации миаскитовых сиенитов Ловозерского массива в 373 ± 5 млн лет.

Анализ изотопно-геохимических характеристик пород субщелочной серии свидетельствует о мантийном происхождении миаскитов Ловозерского массива, отсутствии в них значимых признаков коровой контаминации и их образовании в ходе эволюции анкармитового расплава, в ходе которой произошло формирование ультрабазитовых кумулатов Кургинской интрузии. Формирование пуласкитов Хибинского массива, происходившее по аналогичному сценарию, было осложнено ассимиляцией корового материала, доля которого, согласно модельным расчетам, могла составлять от 8 до 15%.

Наиболее вероятным фактором, определившим генетическую связь субщелочных и агпаитовых пород в составе Хибино-Ловозерского комплекса, по-видимому, являлись окислительно-восстановительные условия и активность Na в кристаллизующихся расплавах, что определило два основных направления эволюции исходных мантийных расплавов. Если высококальциевый тренд представлен агпаитовой серией Кольской провинции, то Са-деплементированные сиениты могли возникнуть в результате обширного фракционирования плагиоклаза из исходных щелочнобазальтовых расплавов. В Кольской провинции этот тренд, по-видимому, реализован в Кургинской массиве, в котором в полном объеме представлена ларвикит-лардалит-сиенитовая серия.

Благодарности. И.В. Буссен и А.С. Сахаров передали авторам коллекцию пород Кургинского массива, образцы из которой использованы в настоящей работе. Станислав Стрекопытов (Stanislav Strekopytov) и Тереза Джеффрис† (Teresa Jeffries, Natural History Museum, London, UK) оказали содействие в определении микроэлементов в породах и минералах. Доброжелательные рецензии А.Г. Дорошкевич (ИГМ СО РАН) и Н.В. Сорохтиной (ГЕОХИ РАН) были весьма конструктивны.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках проекта FMUW-2022-0004 НИР госзадания ИГГД РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н. Глубинное строение и модель формирования Хибинского и Ловозерского

рудоносных комплексов по геолого-геофизическим данным // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 345–360.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации Северо-Востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998а. Т. 6. № 3. С. 316–336.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского и комплексов, Кольский полуостров, Россия: петролого-геофизическая модель // Петрология. 1998б. Т. 6. № 5. С. 478–496.

Арзамасцев А.А., Баянова Т.Б., Арзамасцева Л.В. и др. Инициальный магматизм палеозойской тектономагматической активизации северо-восточной части Балтийского щита: возраст и геохимические особенности массива Курга, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 11. С. 1139–1151.

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Редкие элементы в минералах Хибинского массива как индикаторы эволюции процессов минералообразования: результаты исследования методом LA-ICP-MS // Геохимия. 2005. Т. 43. № 1. С. 80–95.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Зарайский Г.П. Контактное взаимодействие агпаитовых магм с гнейсами фундамента: пример Хибинского и Ловозерского массивов // Петрология. 2011. Т. 11. № 2. С. 115–139.

Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.

Боруцкий Б.Е. Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского щелочного массива // Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Геологический институт КНЦ РАН, КО РМО, Апатиты, 20–23 июня 2010 г. Апатиты: К & М, 2010. С. 7–30.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.

Галахов А.В. Хибинский щелочной массив – сложный полиочаговый интрузив центрального типа // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 673–675.

Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонаты Хибин. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1984. 98 с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород // Ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшаковой. М.: Недра, 1981. 160 с.

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.

Коробейников А.Н., Арзамасцев А.А. Пуласкиты в Хибинском щелочном массиве: новые доказательства полисерийности // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 5. С. 638–640.

Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. и др. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт. Л.: Недра, 1971. Т. 72. Вып. 2. 280 с.

- Шаблинский Г.Н.* К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт. Л.: Недра, 1963. Т. 74. Вып.1. С. 41–43.
- Шлюкова З.В.* Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.
- Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 197–214.
- Beattie P.* Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: implications for the nature of mineral-melt partitioning // *Chemical Geol.* 1994. V. 117. P. 57–71.
- Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
- Bindeman I., Davis A.* Trace element partitioning between plagioclase and melt: Investigation of dopant influence on partition behavior // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. V. 64. P. 2863–2878.
- Boudreau A.E.* PELE: a version of the MELTS software program for the PC platform // *Computers and Geosciences.* 1999. V. 25. P. 21–203.
- Bryan W.B., Finger L.W., Chayes F.* Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation // *Science.* 1969. V. 163. P. 926–927.
- Fujimaki H.* Partition-Coefficients of Hf, Zr, and Re between Zircon, Apatite, and Liquid // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 94. P. 42–45.
- Fujimaki H., Tatsumoto M., Aoki K.-I.* Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 662–672.
- Ghiorsso M.S., Hirschmann M., Sack R.O.* MELTS: software for thermodynamic modeling of magmatic systems // *EOS.* 1994. V. 75. P. 571–576.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Green T.H., Pearson N.J.* Effect of pressure on rare Earth element partition coefficients in common magmas // *Nature.* 1983. V. 305. P. 414–416.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al.* IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup // *Amer. Mineral.* 2012. V. 97. P. 2031–2048.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Kogarko L.N., Williams C.T., Woolley A.R.* Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Mineral. Mag.* 2006. V. 70. № 4. P. 347–359.
- Korobeinikov A.N., Laajoki K., Gehor S.* Nepheline-bearing alkali feldspar syenite (pulaskite) in the Khibina pluton, Kola Peninsula, NW Russia: petrological investigation // *J. Asian Earth Sci.* 2000. V. 18. P. 205–212.
- Kramm U., Kogarko L.N.* Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos.* 1994. V. 32. P. 225–242.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geo-chronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.
- Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Varekamp J.C.* The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 1984. V. 23. P. 69–108.
- Marks M.A.W., Markl G.* The Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland // Eds. B. Charlier, O. Namur, R. Latypov, C. Tegner. Layered Intrusions. Dordrecht: Springer Geology, 2015. P. 649–691.
- Marks M.A.W., Hettmann K., Schilling J. et al.* The mineralogical diversity of alkaline igneous rocks: critical factors for the transition from miaskitic to agpaitic phase assemblages // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 439–455.
- Mattinson J.M.* Zircon U-Pb chemical abrasion “CATIMS” method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // *Chemical Geol.* 2005. V. 220. P. 47–66.
- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chemical Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Neumann E.-R.* Petrogenesis of the Oslo Region larvikites and associated rocks // *J. Petrol.* 1980. V. 21. Pt. 3. P. 499–531.
- Paster T.P., Schauwecker D.S., Haskin L.A.* The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. V. 38. № 10. P. 1549–1577.
- Ramo T., Andersen T., Whitehouse M.J.* Timing and petrogenesis of the permo-carboniferous Larvik Plutonic Complex, Oslo Rift, Norway: new insights from U-Pb, Lu-Hf, and O isotopes in zircon // *J. Petrol.* 2022. V. 63. № 12. P. 1–29.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommission of geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Stix J., Gorton M.P.* Variations in trace-element partition-coefficients in Sanidine in the Cerro Toledo Rhyolite, Jemez Mountains, New-Mexico – effects of composition, temperature, and volatiles // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. № 10. P. 2697–2708.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al.* JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Watson E.B., Green T.H.* Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 56. P. 405–421.

Age and Origin of Subalkaline Magmatic Series of the Khibiny-Lovozero Complex

A. A. Arzamastsev¹, A. A. Ivanova¹, E. B. Salnikova¹, A. B. Kotov¹, V. P. Kovach¹,
M. V. Stifeeva¹, N. Yu. Zagornaya¹, Yu. V. Plotkina¹ and E. V. Tolmacheva¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia*

Results of the study of miaskite syenites of the Lovozersky massif, pulaskites of the Khibiny massif and rocks of the larvikite-lardalite series of the Khibiny massif, as well as subalkaline volcanics preserved as remnants in their roof are presented. The studied rocks are characterized by a low agpaitic coefficient <1 , by the absence of typical minerals of ultra-alkaline rocks (eudialyte, enigmatite, etc.) as well as by the presence of zircon. The morphological features and chemical composition of zircon from the Lovozero massif miaskite syenite indicate magmatic origin of the massif, allowing to determine the age of crystallization of miaskites at 373 ± 5 Ma. The isotope-geochemical characteristics of the rocks of the subalkaline series indicate the mantle origin of the Lovozero massif miaskites, the absence of signs of crustal contamination in them and their formation during the evolution of the ankaramite melt. The formation of the pulaskites of the Khibiny massif, which occurred according to a similar scenario, was complicated by the assimilation of crustal material, proportion of which, according to the model calculations, did not exceeded ten percent.

Keywords: miaskites, syenites, pulaskites, agpaitic syenites, alkaline rocks, Khibiny massif, Lovozero massif, Kola Peninsula, U-Pb ID-TIMS

УДК 553.212:548.4

ПОРОДЫ МАССИВА ОНГОНИТОВ АРЫ-БУЛАК: ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ, МИНЕРАЛЬНО-ФАЗОВЫМИ АССОЦИАЦИЯМИ И ПРОЦЕССАМИ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2024 г. И. С. Перетяжко^{а,*}, Е. А. Савина^а, А. С. Дмитриева^а

^аИнститут геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: pgmigor@mail.ru

Поступила в редакцию 03.08.2023 г.

После доработки 31.10.2023 г.

Принята к публикации 19.11.2023 г.

Представлены результаты изучения геохимии, минерально-фазовых ассоциаций пород массива онгонитов Ары-Булак, составов главных, второстепенных и акцессорных минералов (кварца, полевых шпатов, топаза, циннвальдита, прозопита, редких алюмофторидов Са, вольфрамоиксиолита, колумбита, циркона, касситерита, флюоцерита), фторидно-кальциевой фазы и образованного из нее флюорита. Породообразующими минералами порфировых онгонитов являются кварц, альбит и санидин, второстепенными — топаз и циннвальдит. Матрикс онгонитов сложен кварц-санидин-альбитовым агрегатом с игольчатыми кристаллами топаза микронных размеров. В порфировых породах переходного типа и в эндоконтактной афировой зоне интерстиции между минералами матрикса заполняет фторидно-кальциевая фаза, образованная из F-Са (флюоритового, стехиометрического) расплава. Фторидно-силикатная жидкостная несмешиваемость в онгонитовой магме и флюидно-магматические процессы привели к перераспределению REE, Y, многих примесных элементов между расплавами, флюидами, минералами и контрастной смене минерально-фазовых ассоциаций в породах массива. С этим связано появление тетрад-эффектов М-типа ($T_1 \text{ La-Nd}$, $T_4 \text{ Er-Lu}$) и W-типа ($T_3 \text{ Gd-Ho}$) в нормированных к хондриту REE спектрах пород. Дегазация магматических флюидов через эндоконтактную афировую зону массива сопровождалась кристаллизацией Sr-содержащего прозопита и водосодержащих кальциевых алюмофторидов. Афировые породы по сравнению с онгонитами и порфировыми породами переходного типа обогащены водой, Sr, Ba, Rb, Sn, W, Ta, Be, Zr, Hf, Sb, As, Sc, но содержат меньше Li, Pb, Zn, Y и REE. В процессе воздействия магматических флюидов на обогащенные Са и F породы, особенно эндоконтактной зоны, альбит частично либо полностью замещался F-Са фазой и каолинитом, а F-Са фаза перекристаллизовалась в агрегаты микрозернистого флюорита стехиометрического состава без примесных элементов. Также кристаллизовалась Rb-Cs слюда в кайме на лейстах циннвальдита, максимально обогащенные рубидием области которой при соотношении катионов $\text{Rb} > \text{K} > \text{Cs}$ могут быть новым минералом. Геохимия пород, особенности слагающих их минерально-фазовых ассоциаций, эволюция составов минералов и F-Са фазы являются следствием формирования массива Ары-Булак из онгонитовой магмы в ходе флюидно-магматического процесса, осложненного фторидно-силикатной жидкостной несмешиваемостью с участием флюоритового и других фторидных расплавов, а также магматических флюидов P-Q и первого типов.

Ключевые слова: массив онгонитов Ары-Булак, фторидно-кальциевая (F-Са) фаза, флюоритовый расплав, фторидно-силикатная жидкостная несмешиваемость, магматические флюиды P-Q и первого типов, геохимия пород, минерально-фазовые ассоциации

DOI: 10.31857/S0869590324030032 EDN: DAWIWK

ВВЕДЕНИЕ

Массив Ары-Булак является модельным объектом для изучения минералогии, геохимии, изотопии, условий и процессов формирования обогащенных фтором гранитоидных пород — онгонитов, которые по (Коваленко и др., 1975; Коваленко,

Коваленко, 1976) являются субэффузивными аналогами редкометалльных Li-F гранитов. Массив был открыт в 1975 г. и в дальнейшем неоднократно изучался (Антипин и др., 1980, 2009; Трошин и др., 1983; Костицын и др., 1995; Кузнецов и др., 2004; Наумов и др., 1990; Перетяжко и др., 2007а, 2007б, 2011; Перетяжко, Савина, 2010а, 2010б, 2010в; Agangi

et al., 2014; Дмитриева и др., 2021; Алферьева и др., 2022). Минеральный и валовый составы, геохимические особенности и экспериментальные данные по условиям образования онгонитов массива Ары-Булак описаны в монографии (Коваленко, Коваленко, 1976) и публикациях (Антипин и др., 2009; Перетяжко, Савина, 2010а, 2010б, 2011). Здесь были впервые обнаружены экстремально обогащенные F и Ca породы, которые формировались в результате совместной кристаллизации несмешиваемых расплавов – онгонитового и фторидно-кальциевого (F-Ca), близкого по составу к флюориту (Перетяжко и др., 2007а). При исследовании расплавных включений в кварце и топазе были получены доказательства гетерогенного состояния онгонитовой магмы, в которой сосуществовали фторидные (F-Ca, алюмофторидные) и силикатный несмешиваемые расплавы, в том числе аномально обогащенные Cs и As (Перетяжко и др., 2007б; Перетяжко, Савина, 2010а; Дмитриева и др., 2021). В минералах детально изучались сингенетичные включения силикатных и фторидных расплавов, первичные флюидные включения с водными растворами *P-Q* типа, свойства которых использовались для оценок *P-T* параметров образования массива в субэффузивных условиях (Перетяжко, 2009). Также предполагалось, что появление значительных тетраэдр-эффектов в нормированных к хондриту спектрах REE пород связано с фторидно-силикатной жидкостной несмешиваемостью расплавов и флюидов в онгонитовой магме (Перетяжко, Савина, 2010б). Кроме того, получены оценки длительности формирования пород массива Ары-Булак (Перетяжко, Савина, 2010а) и по Rb-Sr изотопной системе определен их возраст с минимальной ошибкой – 141.6 ± 0.5 млн лет (Перетяжко и др., 2011).

Ранее не проводился комплексный анализ связей между геологическим строением массива Ары-Булак, процессами образования, геохимией и детальной минералогией слагающих его пород. В работах (Перетяжко, Савина, 2007а, 2010б; Перетяжко и др., 2011) были представлены валовые анализы 12 образцов пород массива на главные и примесные элементы, но не описаны составы многих слагающих их минералов. В настоящей работе приводится уточненная геологическая карта массива Ары-Булак, анализируются более полные данные по валовой геохимии пород, приводятся составы главных, второстепенных и аксессуарных минералов. Обсуждаются генетические связи между минерально-фазовыми ассоциациями, геохимическими особенностями и процессами формирования массива по флюидно-магматической модели.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выполнено петрографическое описание шлифов всех разновидностей пород массива.

Аналитические работы проводили в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Концентрации в породах SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , Li_2O , Rb_2O , Cs_2O , P_2O_5 , B_2O_3 , F, CO_2 и H_2O определяли комплексом физико-химических методов из растворов, полученных после кислотного разложения валовых проб. Содержания примесных элементов получили методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) на масс-спектрометрах NexION 300D (Agilent Technologies Inc), VG PlasmaQuard PQ 2+ и Element II. Для этого растертые пробы пород сплавляли с метабора́том лития в стеклогуглеродных и/или платиновых тиглях перед кислотным разложением. Во всех валовых пробах пород методом количественного спектрального анализа измеряли также концентрации W, В, Cu, Zn, Ge, Mo, Sn, Tl и Pb. Качество аналитических результатов в нескольких партиях анализов разных типов пород контролировали по стандартам: JG-2 (гранит), JG-3 (гранодиорит), SG-1A (щелочной гранит). Методики анализов и данные по стандартным образцам представлены на сайте ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН (<http://www.igc.irk.ru/ru/uslugi/eksperimentalnye-obraztsy>).

Составы минералов и фаз определяли методом сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектрометрии (СЭМ ЭДС) на электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMN с системой микроанализа AZtecLive Advanced ULTIM MAX 40 (Oxford Instruments Analytical Ltd) при ускоряющем напряжении 20 кВ, времени накопления 30 с в режиме сканирования полированных срезов образцов на площади до 10 мкм^2 . Качество анализов контролировали на эталонных образцах минералов и синтетических соединений из стандартных наборов для микроанализа (6316 и 7682 Micro-Analysis Consultants Ltd). Предел обнаружения оксидов был 0.2–0.3 мас. % при средней случайной погрешности в зависимости от их содержания (мас. %): $> 10 \pm 0.9$ отн. %, $1–10 \pm 3.0$ отн. % и $0.3–1 \pm 13$ отн. % (Лаврентьев и др., 2015). Кристаллохимические формулы минералов рассчитывали в программе CRYSTAL (Перетяжко, 1996).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Массив Ары-Булак расположен на юго-востоке Забайкальского края в 25 км к западу от пос. Шерловая Гора. Позднемезозойские субвулканические тела редкометалльных гранитоидных пород, в том числе онгонитов, Шерловгорского рудного района представлены штокообразными массивами, дайками или частично эродированными апикальными выступами небольших интрузий (Сырцо и др., 2012; Андреева и др., 2020). Первая геологическая карта-схема массива была составлена

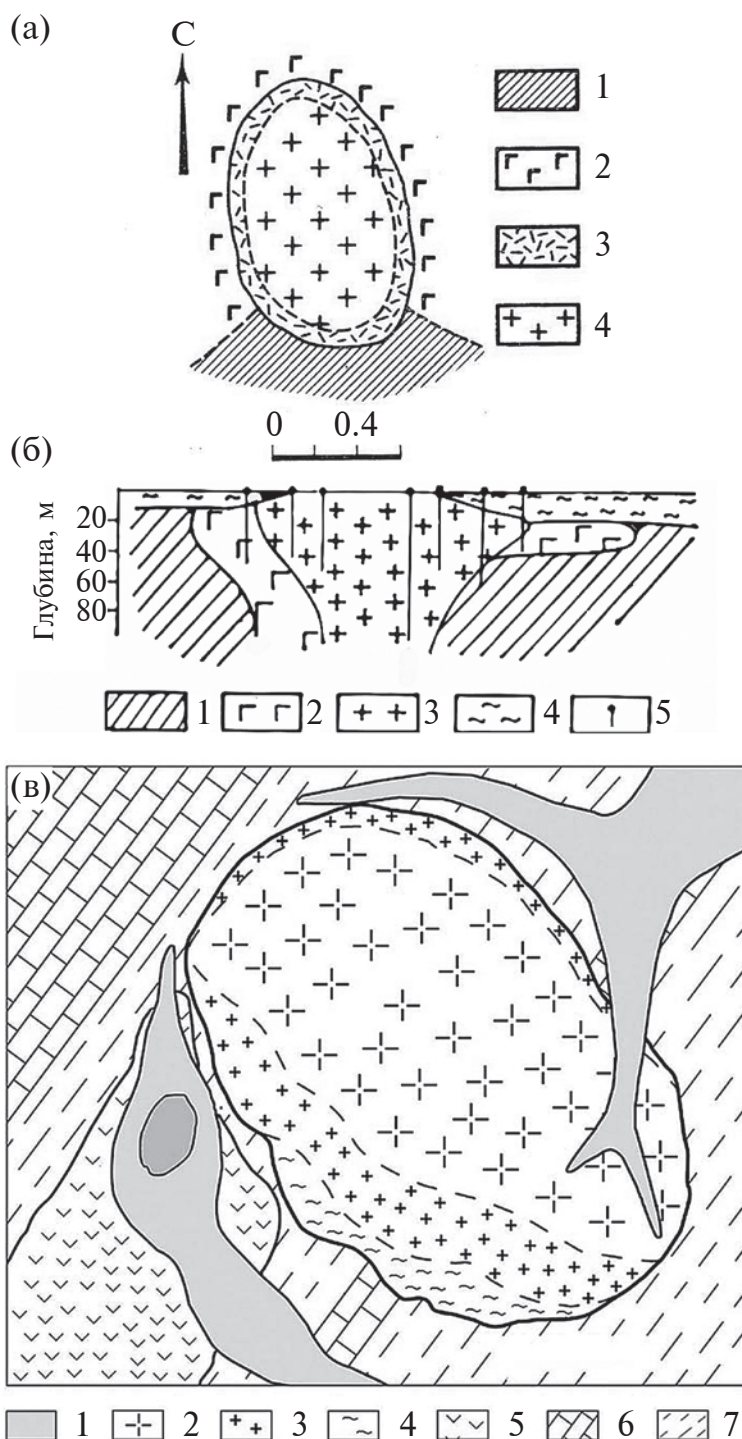


Рис. 1. Геологические карты-схемы массива Ары-Булак по литературным данным.

(а) Схема Б. А. Гайворонского, опубликована в (Коваленко, Коваленко, 1976). 1 – осадочные и вулканогенные породы усть-борзинской свиты, 2 – базальтоиды, 3 – афировые эндоконтактовые онгониты, 4 – порфировые онгониты.

(б) Вертикальный разрез массива, по (Трошин и др., 1983). 1 – метаэффузивы, 2 – андезиты, андезито-базальты, 3 – онгониты, 4 – четвертичные отложения, 5 – скважины.

(в) Карта, по (Антипин и др., 2009). 1 – четвертичные отложения, 2 – порфировые онгониты, 3 – “раскристаллизованные онгониты, с Са-Ф стеклом”, 4 – афировые онгониты, мелкозернистые и стекловатые, 5 – базальты, андезито-базальты, 6 – известняки, 7 – сланцы. Отметим, что в породах массива Ары-Булак, по нашим данным, не содержится силикатного или какого-либо фторидного стекла.

в 1974 г. геологом Б. А. Гайворонским и опубликована в монографии (Коваленко, Коваленко, 1976). На ней базальтоиды и осадочно-вулканогенные породы усть-борзинской свиты контактируют с зоной афировых онгонитов, которые сменяются порфиrowыми онгонитами в центральной части массива (рис. 1а). В работе (Трошин и др., 1983) приведен схематичный вертикальный разрез, составленный по буровым скважинам, на котором массив не имеет афировой зоны и на восточном крутом фланге находится в контакте с андезитами и андезито-базальтами, а на западном более пологом — преимущественно с метаэффузивами (рис. 1б). На карте, представленной в (Антипин и др., 2009), вскрытая поверхность пород имеет эллипсоидную форму, а на юго-западном фланге афировые мелкозернистые и стекловатые онгониты сменяются зоной так называемых “раскристаллизованных онгонитов с Са-Ф стеклом” и далее к центру — порфиrowыми онгонитами (рис. 1в). На этой карте массив контактирует только со сланцами и известняками. Согласно объяснительной записке к государственной геологической карте (Государственная ..., 2019), в плане форма массива изометричная, несколько вытянутая в субширотном направлении, а контакты с вмещающими девонскими породами интрузивные.

Мы провели картирование массива по нескольким разрезам с GPS привязками точек отбора образцов, выходов скважин и коренных обнажений всех разновидностей пород. В результате построили карту, учитывающую типизацию пород массива, данные бурения и геофизики (электроразведки) по разрезам скважин (рис. 2). Бурение проводилось по субширотному (АБ) и субмеридиональному (ВГ) разрезам на глубину от 37 до 71 м. Наиболее глубокая скв. 9 не вышла из порфиrowых онгонитов до горизонता 171 м. Согласно нашей карте, которая существенно отличается от опубликованных ранее (рис. 1), массив имеет грибообразную форму (возможно, лакколита) с максимальным размером под четвертичными отложениями в горизонтальной проекции 700×1500 м и углами наклона 35° – 12° относительно андезито-базальтов, базальтов (J_3) и девонских (D_{1-2}) метаморфизованных сланцев усть-борзинской свиты. По буровым разрезам порфиrowые онгониты контактируют со сланцами, базальтами и андезито-базальтами (скв. 4, 11). Вблизи массива на западном фланге находятся базальты, андезито-базальты и сланцы (скв. 12), а на южном — сланцы (скв. 14). В плане породы массива образуют субмеридионально ориентированный эллипс размером 500×800 м. На юго-западном фланге вмещающие породы контактируют с афировыми породами эндоконтактной зоны шириной 50–100 м, которые в интервале нескольких десятков метров постепенно сменяются порфиrowыми онгонитами. На эродированной поверхности все

контакты с вмещающими породами скрыты четвертичными отложениями (суглинком, глиной и песком). В афировых породах (иногда, флюидальных) редко находятся остроугольные ксенолиты сланцев. В других породах массива не встречались ксенолиты вулканических и осадочных пород.

ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД

По валовому составу, петрографическим особенностям и СЭМ ЭДС данным выделяется три разновидности пород: порфиrowые, афировые и переходного типа. Порфиrowые онгониты преобладают в объеме массива (рис. 2). Это светло-серые породы с массивной текстурой и порфиrowой структурой, содержащие 20–30 об. % вкрапленников дымчатого кварца, санидина, альбита размером 1–6 мм, а также идиоморфные крупные до 2 мм по удлинению кристаллы прозрачного топаза и лейсты зеленовато-бурой слюды (рис. 3а, 3г). Матрикс онгонитов составляет кварц-санидин-альбитовый агрегат, в котором находятся многочисленные тонкоигльчатые кристаллы топаза. В валовом составе порфиrowых онгонитов содержится <0.5 мас. % СаО и 1–1.5 мас. % F. На юго-западном фланге, реже в центральной части, и на северо-восточном фланге массива встречаются небольшие участки породы размером 1–2 м, по внешнему облику практически неотличимые от порфиrowых онгонитов (рис. 3б, 3д), но имеющие необычно высокие концентрации СаО до 13 мас. % и F до 9 мас. %. Ранее было установлено (Перетяжко, Савина, 2010а), что аномалии Са и F связаны с большим количеством фторидно-кальциевой (F-Са) фазы в матриксе таких порфиrowых пород, которые мы относим к переходному типу. По данным порошковой дифрактометрии F-Са фаза состоит из агрегата микрозерен флюорита размером 200 – $800 \text{ \AA}$ (Перетяжко и др., 2007а). Для афировых пород эндоконтактной зоны характерны максимальные концентрации СаО до 22 мас. % и F до 19 мас. %. В них находится <5 об. % порфиrowых вкрапленников кварца и санидина размером 0.5–2 мм, а матрикс содержит кварц, санидин, игльчатый топаз, прозопит, F-Са фазу и другие акцессорные минералы (рис. 3в, 3е).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Валовый состав определен для 116 образцов, из которых 64 представляют порфиrowый онгонит, 24 — породы переходного типа и 28 — афировые породы. Средние составы, стандартные отклонения, минимальные и максимальные концентрации компонентов приводятся в табл. 1.

По (Коваленко и др., 1975; Коваленко, Коваленко, 1976), все породы массива Ары-Булак

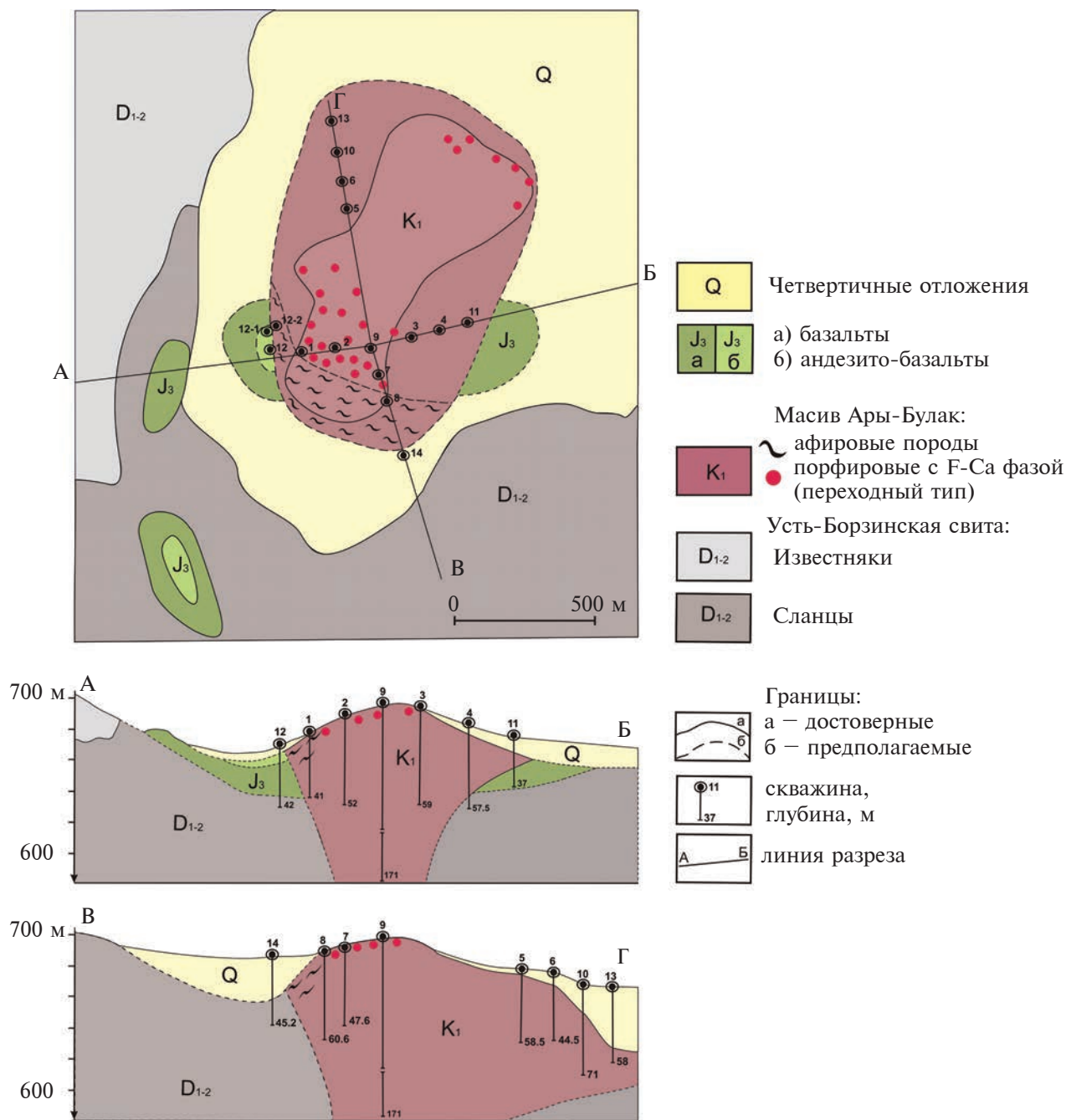


Рис. 2. Геологическая карта массива Ары-Булак. Построена с учетом данных буровых и геофизических работ, проводившихся геологическими партиями — Чесучейской в 1964–1965 гг. и Леонтьевской в 1967–1969 гг. (материалы предоставлены геологом Б.А. Гайворонским).

называются онгонитами. В этой связи отметим, что петротипом онгонита считается топазосодержащая дайковая лейкокатовая порода из района Онгон-Хайерхан в Монголии, для которой характерно преобладание Na_2O (5.5–5.1 мас. %) над K_2O (3.2–3.4 мас. %). Ранее обогащенные калием субвулканические редкометалльные гранитоидные породы предлагалось относить к эльванам (Дергачев,

1992). Этому критерию соответствуют все породы массива, в которых содержание K_2O достигает 5–5.5 мас. % (рис. 4а). Мы не придерживаемся такой формальной типизации и вслед за В.И. Коваленко называем онгонитом преобладающую порфировую породу массива Ары-Булак. Аномально обогащенные Са и F порфировые и афировые породы массива, содержащие большое количество

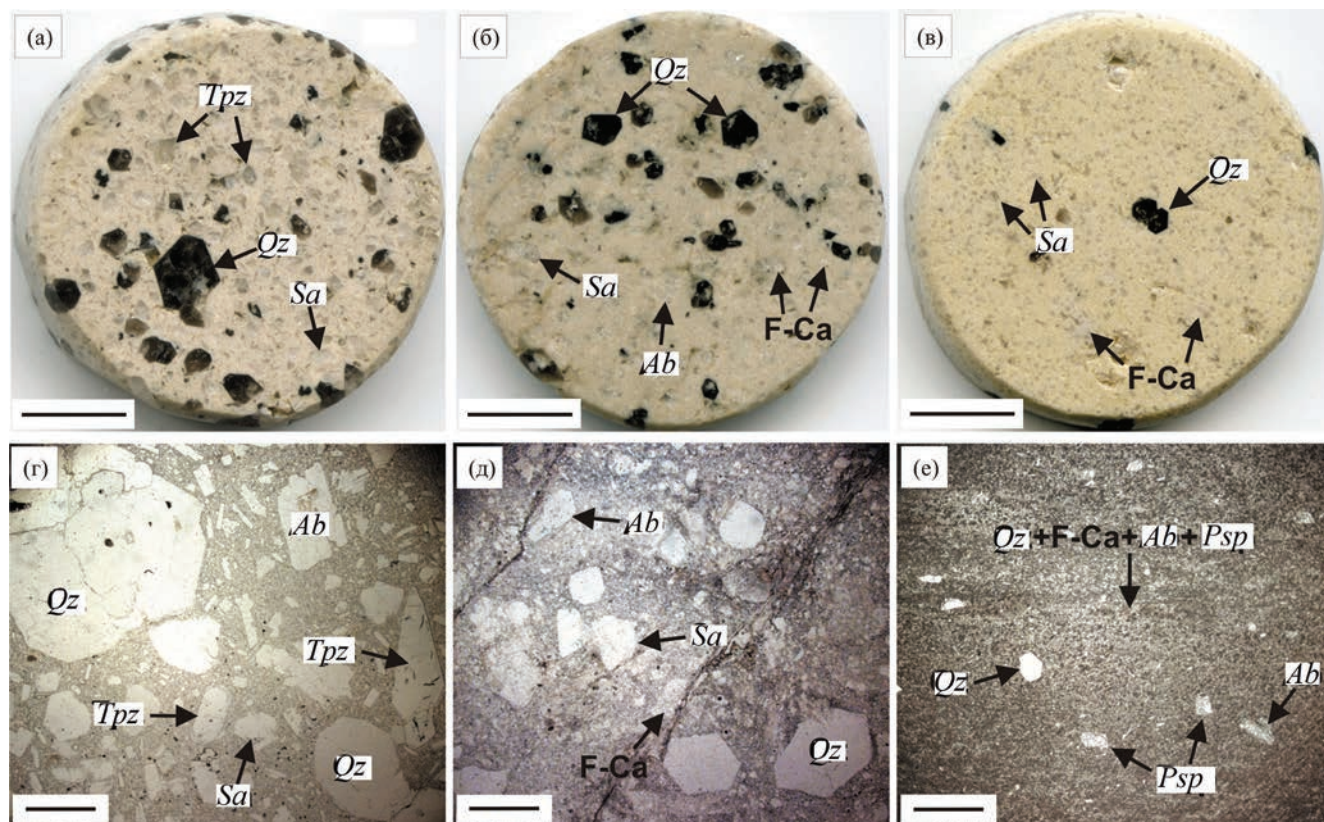


Рис. 3. Породы массива: (а) – порфировый онгонит с кристаллами дымчатого кварца, топаза и санидина, обр. АРБ-28; (б) – порфировая порода переходного типа, обр. АРБ-26. (в) – афировая порода, обр. АРБ-19; (г–е) – микроструктурные особенности в шлифах (поляризаторы полускращены): (г) – порфировый онгонит, обр. АРБ-34; (д) – порфировая порода переходного типа, обр. АРБ-190; (е) – афировая порода, обр. АРБ-184. Длина масштабного отрезка на (а–в) – 10 мм, на (г–е) – 1 мм. Qz – кварц, Tpz – топаз, Ab – альбит, Sa – санидин, Psp – прозопит, F-Ca – фторидно-кальциевая фаза.

F-Ca фазы, имеют специфические минералого-геохимические характеристики и должны относиться к необычному типу Li-F гранитоидных пород, образованных в результате совместной кристаллизации F-Ca (флюоритового, стехиометрического) и силикатного онгонитового несмешанных расплавов (Перетяжко и др., 2007а; Перетяжко, Савина, 2010а).

Наблюдаются линейные зависимости между концентрациями CaO, F и SiO₂ для пород массива (рис. 4б–4г). В пересчете на флюорит порфировые породы переходного типа содержат 15–18 мас. % CaF₂, а афировые – 25–28 мас. % CaF₂ (рис. 4б). Отклонения точек состава от линейной зависимости по этим компонентам связаны с примесью топаза во всех породах, а также прозопита и кальциевых алюмофторидов в афировых разновидностях. По соотношению индексов A/CNK и A/NK все порфировые онгониты соответствуют плюмазитовым породам (рис. 5а). Количество K₂O и Al₂O₃ во всех породах находится примерно на одном уровне, а концентрации Na₂O и (FeO + Fe₂O₃)

уменьшаются в порфировых переходных, и особенно в афировых разновидностях (рис. 5б–5д). Породы афировой зоны и часть образцов пород переходного типа содержат на 2–3 мас. % больше воды по сравнению с порфировыми онгонитами (рис. 5е). Минимальное количество MgO (<0.07 мас. %) характерно для онгонитов, а переходные и афировые породы содержат 0.1–0.4 мас. % (в единичных пробах, до 0.8 мас. %) этого компонента. Во всех породах обнаружены примеси (мас. %): TiO₂ < 0.3, MnO < 0.06 и CO₂ < 0.8. Повышенные концентрации CO₂ (1–2 мас. %, рис. 5з) определены только в нескольких образцах порфировых пород, имеющих небольшую примесь вторичного кальцита.

Концентрации примесных элементов, в том числе REE и Y, определены для 63 образцов пород: 33 онгонитов, 20 порфировых переходных и 13 афировых. Средние, стандартные отклонения, минимальные и максимальные значения концентраций элементов представлены в табл. 2 и 3. На рис. 6–8 для пород показаны вариации содержаний Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Zr, Ta, Nb, W, Sn, Zn, Pb в зависимости

Таблица 1. Средние валовые составы пород, мас. %

Компо- ненты	Порфиновые онгониты (64)				Переходный тип (37)				Афировые породы (28)			
	сред- нее	ст. откл.	мин.	макс.	сред- нее	ст. откл.	мин.	макс.	сред- нее	ст. откл.	мин.	макс.
SiO ₂	71.99	1.45	67.83	76.13	65.01	3.91	59.03	74.83	53.62	5.40	42.11	65.48
TiO ₂	0.05	0.05	0.02	0.33	0.08	0.11	0.01	0.57	0.07	0.11	0.02	0.54
Al ₂ O ₃	15.90	0.71	13.58	17.83	15.54	1.83	12.28	18.36	15.85	1.22	12.97	18.56
Fe ₂ O ₃	0.43	0.18	0.10	0.98	0.43	0.26	0.10	1.31	0.30	0.15	0.03	0.82
FeO	0.32	0.18	0.07	1.00	0.34	0.17	0.10	0.68	0.28	0.26	0.10	0.58
MnO	0.04	0.01	0.03	0.08	0.04	0.01	0.03	0.09	0.03	0.00	0.03	0.05
MgO	0.07	0.14	0.03	0.79	0.21	0.26	0.03	1.28	0.22	0.11	0.07	0.50
CaO	0.62	0.58	0.05	2.18	5.88	3.40	1.40	13.03	14.41	4.12	3.79	21.97
Na ₂ O	3.64	0.58	0.95	4.27	2.48	1.13	0.61	4.05	0.79	0.28	0.34	1.24
K ₂ O	4.47	0.28	3.68	5.35	4.40	0.50	3.46	5.45	4.25	0.75	2.80	5.50
Li ₂ O	0.10	0.01	0.05	0.14	0.09	0.13	0.02	0.86	0.03	0.02	0.02	0.11
Rb ₂ O	0.22	0.04	0.16	0.39	0.26	0.10	0.15	0.44	0.33	0.06	0.21	0.42
Cs ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.19	0.01	0.01	0.00	0.06	0.02	0.03	0.00	0.16
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.02	0.07	0.03	0.02	0.02	0.07	0.05	0.03	0.02	0.14
B ₂ O ₃	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.08	0.03	0.01	0.02	0.05
F	1.46	0.50	0.97	3.50	5.41	2.14	1.25	9.00	12.41	3.16	5.30	18.75
S	0.03	0.04	0.02	0.20	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02
CO ₂	0.34	0.32	0.02	1.92	0.38	0.28	0.05	1.50	0.31	0.23	0.06	0.86
H ₂ O	0.95	0.43	0.43	2.91	1.76	0.86	0.74	3.80	2.39	0.88	0.34	4.11
Σ(–O=F ₂)	100.07	0.35	99.37	101.52	99.83	0.47	97.62	100.55	99.87	0.34	98.77	100.43
A/CNK	1.34	0.12	1.02	1.59	0.91	0.40	0.40	1.85	0.53	0.19	0.29	1.26
A/NK	1.48	0.15	1.30	2.27	1.84	0.51	1.29	2.81	2.81	0.73	1.99	4.43

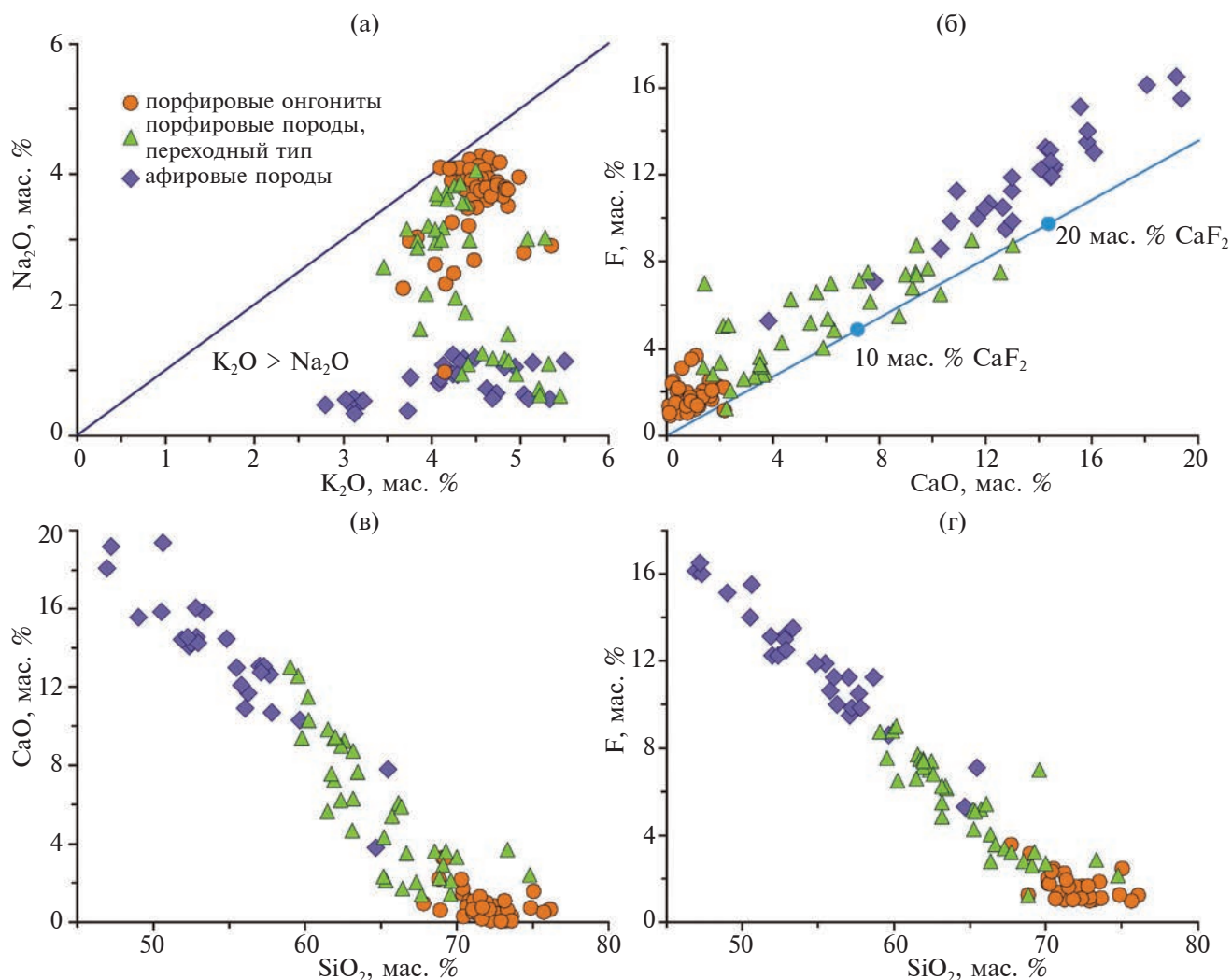
Примечание. В скобках указано количество анализов, по которым получены средние значения, стандартные отклонения, минимальные и максимальные концентрации компонентов. Сумма – с поправкой на фтор. A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O), A/NK = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O), оксиды – мол. кол-ва.

от SiO₂, мультиэлементные нормированные к примитивной мантии распределения и нормированные к хондриту спектры REE.

Геохимические характеристики порфировых онгонитов соответствуют типу редкометалльных плюмазитовых гранитов, по (Таусон, 1977). Все разновидности пород массива Ары-Булак имеют высокие концентрации Li, Rb и Cs. Порфиновые онгониты наиболее обогащены Li, Pb, Ga и Zn. Породы переходного типа характеризуются значительными вариациями концентраций примесных элементов, но только среди них встречаются разновидности, максимально обогащенные REE, Y, и U. При уменьшении кремнекислотности в ряду от порфировых онгонитов к афировым породам наиболее закономерно увеличиваются концентрации Sr, Ba, Sn, Rb, W, Ta, Zr, Hf, Sc, Be, Ge и снижаются – Li, Pb, Zn, а такие элементы как B, Nb, Cu, Th, Tl и Ni имеют большую дисперсию содержаний (рис. 6, табл. 2).

Онгониты и порфиновые породы переходного типа характеризуются близкими по форме нормированными мультиэлементными распределениями с хорошо выраженными минимумами Co, V, Cu, Ge, Mo, Li, Be, Ba, La, Eu, Ti, Y и максимумами Ga, Tl, Cs, Rb, U, Ta, Pb, Hf (рис. 7). Афировые породы по сравнению с онгонитами и порфировыми породами переходного типа обогащены Sr, Ba, Sn, As, Sb, W, Ta, Zr, Hf, Be, Sc, Ge, но содержат меньше Li, Pb, Zn, Y и суммы REE.

Анализ распределений REE и тетрад-эффектов в нормированных к хондриту REE спектрах пород массива Ары-Булак обсуждался ранее по ограниченной выборке данных (Перетяжко, Савина, 2010б). В этой работе мы анализируем спектры REE в породах всех типов для большого количества проб (табл. 3). Породы массива имеют низкую сумму REE (в среднем, ΣREE < 48 ppm) и Y < 5.2 ppm. Максимальные средние значения


 Рис. 4. Соотношения K_2O , Na_2O , CaO , F и SiO_2 в породах массива.

ΣREE (86 ppm) и Y (13 ppm) характерны для пород переходного типа, а минимальные — для афировых пород (9.1 и 0.3 соответственно). Все породы обогащены LREE относительно HREE. В спектрах REE наблюдается более крутой наклон LREE относительно HREE и отрицательная аномалия европия. Значения $(La/Yb)_n$ и Y/No в среднем повышаются от 1.8 и 10 для онгонитов, 2.3 и 13 для порфировых переходных, до 2.4 и 16 для афировых пород. Отрицательная аномалия Eu наблюдается в онгонитах, переходных порфировых и менее выраженная — в афировых породах (значение Eu/Eu^* повышается от 0.08, 0.14 до 0.53).

Для нормированных спектров REE характерны тетрад-эффекты в первой (T_1 La–Nd, М-тип), третьей (T_3 Gd–Ho, М-тип и W-тип) и четвертой (T_4 Er–Lu, М-тип) тетрадах (рис. 8). Во всех породах наиболее сильно выражены выпуклые тетрад-эффекты

М-типа в первой и четвертой тетрадах при максимальных средних значениях $T_1 = 1.75$ и $T_4 = 1.34$ для афировых пород (табл. 3). В третьей тетраде небольшой тетрад-эффект М-типа (среднее значение $T_3 = 1.18$) проявлен только в онгонитах. В некоторых переходных, и особенно афировых, породах для третьей тетрады характерна вогнутая форма W-типа при минимальном значении T_3 от 0.82 до 0.64. Отметим также, что только в REE спектрах некоторых образцов порфировых пород переходного типа наблюдается отрицательная аномалия церия (рис. 8).

МИНЕРАЛЬНО-ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Главные породообразующие минералы и F-Ca фаза

Кварц встречается во всех породах в виде крупных идиоморфных кристаллов дымчатой окраски и мелких зерен в матриксе (рис. 9). Кристаллы

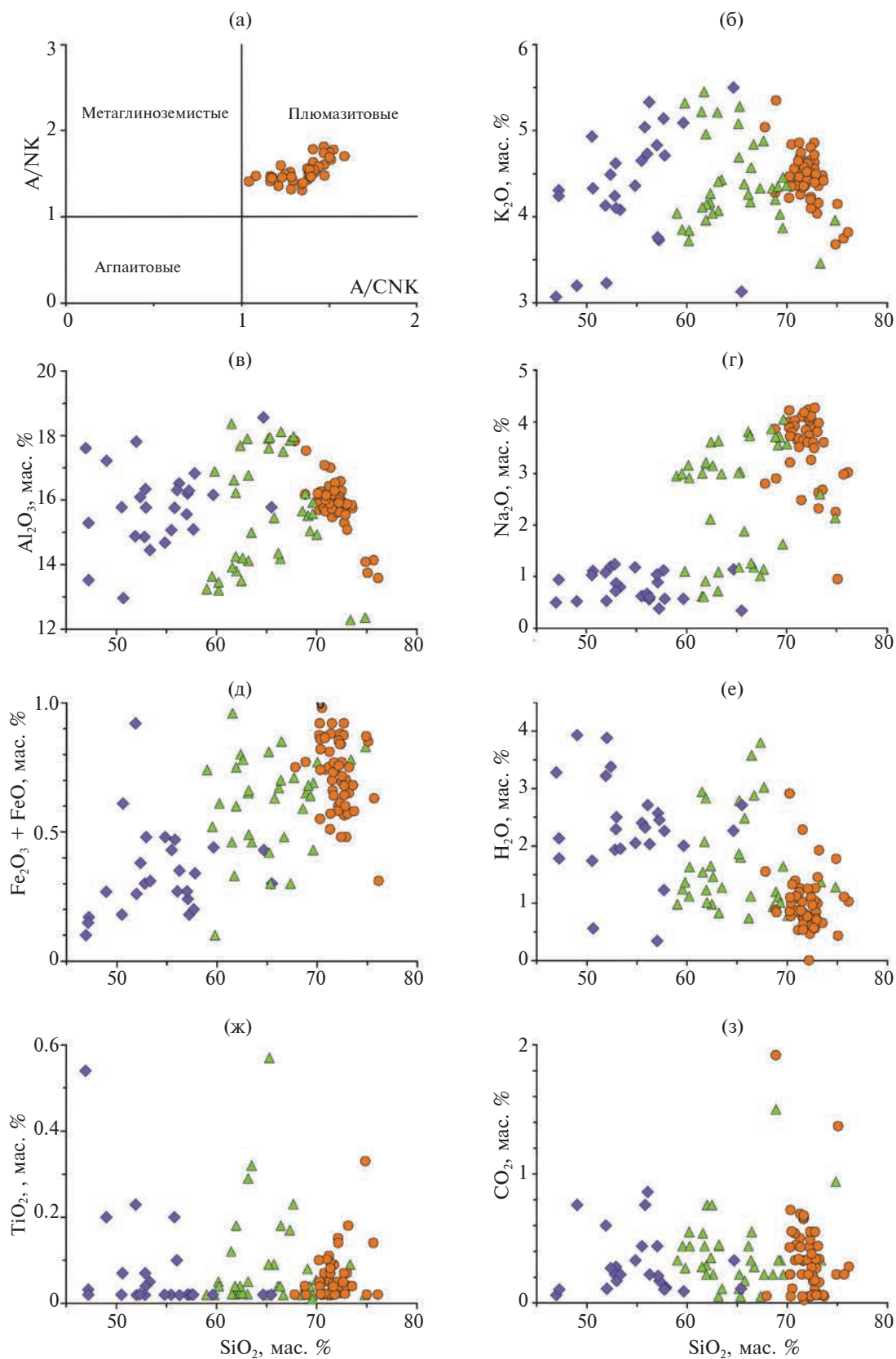


Рис. 5. Диаграмма A/CNK–A/NK и соотношения между SiO₂ и K₂O, Al₂O₃, Na₂O, (FeO + Fe₂O₃), H₂O, TiO₂, CO₂ в породах массива. Условные обозначения см. на рис. 4.

Таблица 2. Средние содержания примесных элементов в породах, ppm

Элементы	Порфиновые онгониты (33)				Переходный тип (20)				Афировые породы (13)			
	сред-нее	ст. отк.	мин.	макс.	сред-нее	ст. отк.	мин.	макс.	сред-нее	ст. отк.	мин.	макс.
B	34.6	13.9	13.0	73.0	62.4	74.5	17.0	300	66.2	66.7	19.0	290
Li	464	71.8	232	557	348	125	97.5	511	156	72.6	92.9	339
Be	8.48	1.65	5.91	11.4	13.2	10.7	5.90	53.3	19.3	6.25	12.9	29.3
Sc	3.30	0.72	2.09	4.32	6.12	2.59	3.07	10.1	12.9	4.18	9.07	18.9
Ti	46.4	7.20	36.7	64.0	36.3	7.82	28.6	52.4	48.5	0.00	48.5	48.5
V	12.4	45.2	0.01	182	1.86	0.75	0.05	2.52	2.51	0.23	2.16	2.72
Cr	15.0	7.50	1.38	26.8	15.4	9.07	0.91	35.4	21.2	5.17	16.6	29.9
Co	0.98	1.04	0.23	3.81	0.91	1.04	0.21	4.03	3.97	4.38	0.12	13.9
Ni	9.99	17.6	1.84	92.1	7.20	5.08	2.94	19.4	7.27	2.46	3.89	11.0
Cu	7.40	5.49	2.27	26.2	6.80	3.17	2.85	13.9	4.85	2.39	1.45	10.0
Cu	7.46	1.95	4.60	14.0	7.23	1.88	4.80	13.0	6.67	1.72	4.70	10.0
Zn	24.4	7.99	7.69	40.5	20.3	8.05	7.28	31.6	10.65	4.49	3.83	21.1
Zn	28.2	6.17	16.0	44.0	22.7	6.48	11.0	36.0	13.7	3.99	7.10	21.0
Ga	51.2	5.94	40.2	63.7	46.7	6.44	35.9	61.9	46.0	8.59	29.8	58.6
Ge	3.85	1.49	1.87	6.42	3.58	1.50	0.72	5.28	3.97	2.71	0.41	7.78
Ge	4.79	0.57	3.30	6.20	5.31	1.12	3.00	7.60	5.59	0.79	4.30	7.50
As	12.8	6.59	5.57	23.5	34.7	49.5	7.28	145	39.3	14.8	26.5	62.0
Rb	1950	449	1442	3923	2010	892	1281	4308	2860	682	1773	3890
Sr	30.6	19.4	7.59	92.8	207	190	7.59	725	1027	802	112	2654
Zr	29.4	9.40	18.4	55.5	31.9	13.5	16.1	63.6	48.9	9.44	27.5	62.4
Nb	74.6	10.3	57.6	103	76.4	29.0	59.3	195	65.3	22.0	0.11	85.0
Mo	0.56	0.51	0.08	1.93	0.51	0.46	0.06	1.39	3.22	7.55	0.08	18.6
Mo	0.51	0.24	0.26	1.30	0.44	0.17	0.25	0.85	0.48	0.20	0.26	0.81
Sn	44.6	27.9	12.7	133	46.0	25.1	12.9	96.5	94.0	62.4	10.2	167
Sb	4.50	2.06	2.31	12.3	11.3	17.5	1.63	76.0	38.1	54.6	12.1	149
Cs	111	67.5	33.5	257	96.9	81.1	30.0	385	154	121	73.5	529
Ba	43.6	24.9	1.94	95.5	79.5	83.2	4.46	346	380	342	82.1	1123
Hf	4.02	1.48	2.64	8.63	4.41	2.30	2.08	10.6	7.31	2.47	0.11	10.6
Ta	36.0	14.2	20.0	102	42.1	20.6	21.8	107	78.7	27.2	18.6	108
W	29.4	12.9	10.4	78.3	35.6	16.9	17.9	65.7	58.3	26.5	10.2	114
W	26.0	9.49	12.0	55.0	35.3	18.4	10.0	82.0	68.2	38.3	38.0	230
Tl	7.38	3.03	1.11	10.3	9.14	6.01	0.24	18.5	17.7	41.9	0.68	149
Tl	8.43	1.97	5.60	16.0	10.4	4.67	5.10	20.0	12.1	3.13	6.40	21.0
Pb	28.0	6.40	16.1	49.4	25.9	5.88	16.1	38.3	14.9	6.21	8.89	32.2
Pb	27.4	5.18	17.0	42.0	23.9	6.62	13.0	39.0	17.2	6.72	9.00	37.0
Th	14.9	3.34	8.49	22.6	16.7	4.77	8.46	28.3	19.9	7.44	11.6	35.3
U	12.2	8.67	2.67	36.4	40.6	67.7	4.21	313	11.2	3.66	7.59	19.9

Примечание. В скобках указано количество анализов, по которым получены средние значения, стандартные отклонения, минимальные и максимальные концентрации элементов-примесей по ICP-MS. Жирным выделены концентрации В, Cu, Zn, Mo, W, Tl и Pb по данным количественного спектрального анализа 64 проб порфиновых онгонитов, 37 порфиновых пород переходного типа и 28 проб афировых пород.

Таблица 3. Средние содержания REE и Y в породах, ppm

Компо- ненты	Порфиновые онгониты (33)				Переходный тип (20)				Афировые породы (13)			
	сред- нее	ст. отк.	мин.	макс.	сред- нее	ст. отк.	мин.	макс.	сред- нее	ст. отк.	мин.	макс.
Y	2.65	2.20	0.39	8.06	5.16	4.22	0.04	13.4	1.16	0.55	0.26	2.22
La	4.33	2.39	0.73	11.0	7.21	4.33	0.98	16.9	1.82	0.85	0.89	3.90
Ce	14.0	7.51	1.38	35.8	17.4	6.51	6.72	27.3	6.70	1.75	4.44	9.66
Pr	1.70	0.91	0.34	4.18	3.05	1.85	0.74	6.71	1.11	0.49	0.60	2.21
Nd	4.40	2.55	0.94	11.8	8.75	5.83	1.14	19.2	2.88	1.53	1.59	6.64
Sm	1.13	0.63	0.25	3.21	2.15	1.48	0.21	4.99	0.56	0.32	0.19	1.32
Eu	0.03	0.02	0.00	0.07	0.06	0.07	0.01	0.27	0.10	0.06	0.02	0.26
Gd	0.95	0.57	0.09	2.78	1.71	1.13	0.26	3.97	0.69	0.30	0.30	1.40
Tb	0.19	0.10	0.03	0.51	0.32	0.21	0.03	0.74	0.08	0.03	0.03	0.11
Dy	1.25	0.74	0.15	3.14	2.08	1.59	0.10	5.06	0.41	0.15	0.16	0.67
Ho	0.24	0.15	0.06	0.67	0.41	0.35	0.02	1.21	0.08	0.03	0.03	0.14
Er	0.81	0.50	0.19	2.39	1.42	1.30	0.05	4.64	0.22	0.10	0.08	0.39
Tm	0.19	0.11	0.07	0.58	0.34	0.33	0.03	1.22	0.06	0.02	0.03	0.10
Yb	1.72	0.94	0.41	5.03	2.95	2.75	0.41	10.1	0.57	0.21	0.30	1.02
Lu	0.25	0.14	0.07	0.73	0.42	0.38	0.06	1.45	0.09	0.03	0.05	0.14
ΣLREE	24.4	12.9	4.77	62.1	36.4	17.7	9.89	66.1	12.5	4.08	7.80	19.5
ΣHREE	5.60	3.14	1.08	14.5	9.65	7.83	0.96	27.2	2.19	0.73	1.00	3.63
ΣREE	31.2	16.0	7.25	76.5	48.3	25.5	11.1	85.9	15.4	5.06	9.18	24.7
ΣLREE/ ΣHREE	4.51	1.54	1.56	7.69	5.29	2.45	1.60	10.8	5.86	1.21	4.34	7.81
Y/Ho	10.0	3.15	5.72	18.2	12.8	4.80	2.30	26.7	15.8	6.67	4.54	29.9
(La/Yb) _n	1.75	0.77	0.73	3.74	2.28	1.02	0.45	3.58	2.38	1.16	0.90	4.41
Eu/Eu*	0.08	0.05	0.01	0.22	0.14	0.17	0.01	0.59	0.53	0.24	0.16	1.18
T ₁ (La–Nd)	1.59	0.32	1.01	2.85	1.45	0.47	1.07	2.99	1.75	0.33	1.05	2.33
T ₃ (Gd–Ho)	1.18	0.16	0.84	1.42	1.09	0.13	0.82	1.34	0.89	0.19	0.64	1.27
T ₄ (Er–Lu)	1.28	0.07	1.16	1.55	1.31	0.20	1.06	1.88	1.34	0.24	1.00	1.81
T _{1–4}	1.33	0.11	1.05	1.61	1.26	0.15	1.09	1.70	1.26	0.15	0.93	1.46

Примечание. В скобках указано количество анализов, по которым получены средние значения, стандартные отклонения, минимальные и максимальные концентрации REE и Y по ICP-MS. ΣLREE – сумма La, Ce, Pr, Nd и Sm. ΣHREE – сумма Gd, Ho, Er, Tm, Yb и Lu. Eu/Eu* = Eu/(Sm×Gd)^{1/2}. Значения (La/Yb)_n, Eu/Eu* и тетрад-эффектов T₁, T₃, T₄ получены для нормированных к хондриту C1 содержаний REE, по (McDonough, Sun, 1995). T₁ = (Ce×Pr/La×Nd)^{1/2}, T₃ = (Tb×Dy/Gd×Ho)^{1/2}, T₄ = (Tm×Yb/Er×Lu)^{1/2}, T_{1–4} = (T₁×T₃×T₄)^{1/3}.

дымчатого кварца имеют дипирамидальную кристаллографическую форму и гексагональное сечение до 6 мм (в среднем, 2–4 мм). В кристаллах кварца находятся вкрапленники альбита, санидина, топаза, акцессорных минералов, расплавные и флюидные включения, а в кварце из афировых пород – обособления F-Са фазы. Кварц содержит 0.5–1.2 мас. % Al₂O₃, а в некоторых зернах отмечаются примеси Са, Na, К и Fe при суммарном количестве оксидов этих элементов <0.5 мас. %.

Полевые шпаты

Альбит образует ограненные таблитчатые, призматические полупрозрачные кристаллы с удлинением от 1:1 до 1:4 и размером до 1 мм в максимальном сечении. В шлифах наблюдается полисинтетическое двойникование альбита (рис. 9а, 9б, 9з). В порфировых породах типичны сростания кристаллов альбита и санидина, а также футлярные кристаллы альбита с санидиновой каймой (рис. 10а). В афировых породах альбит частично либо полностью замещен F-Са фазой (агрегатом

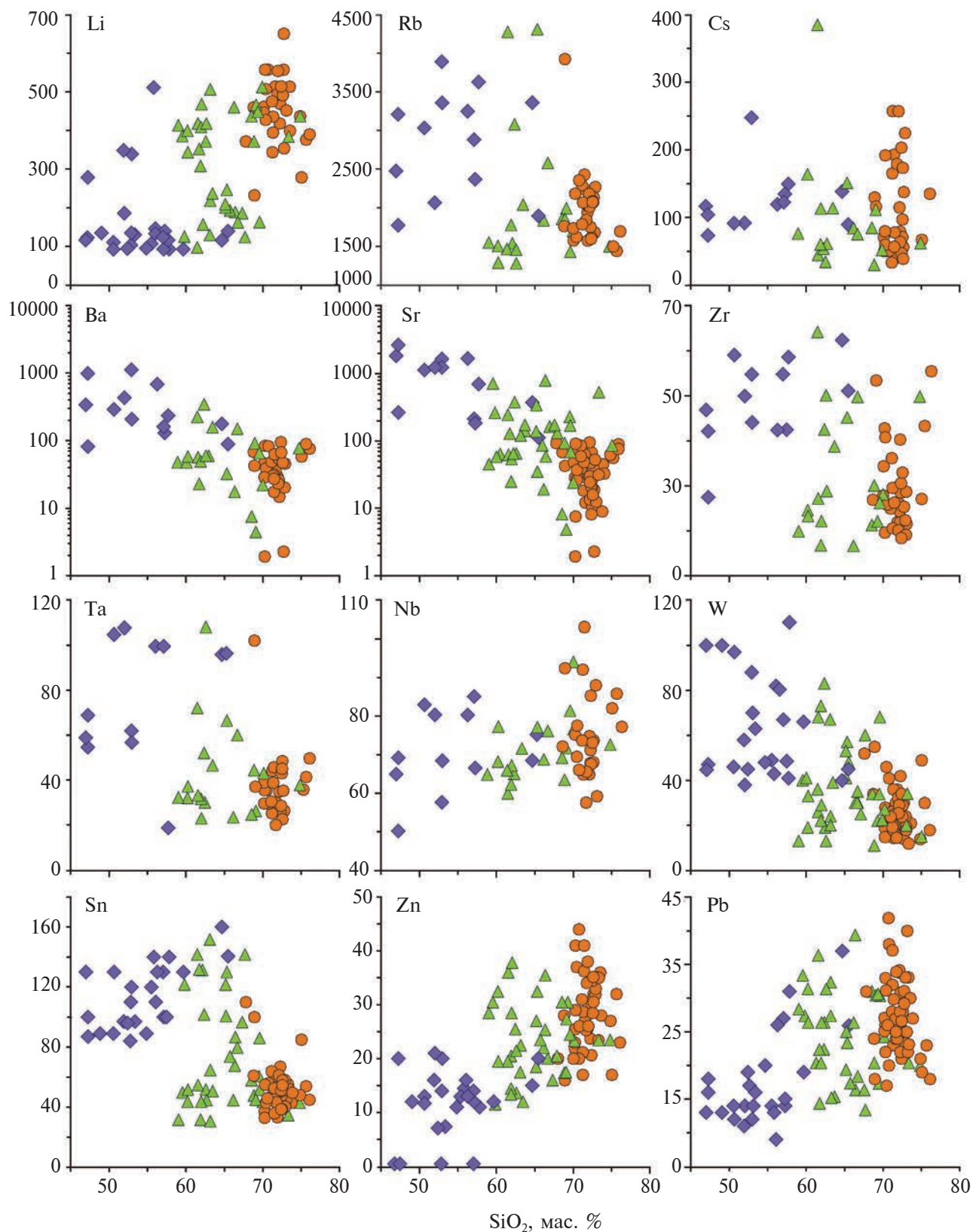


Рис. 6. Соотношения между SiO_2 (мас. %) и Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Zr, Ta, Nb, W, Sn, Zn, Pb (ppm) в породах массива. Условные обозначения см. на рис. 4. Концентрации W, Sn, Zn, Pb – по данным количественного спектрального анализа, остальные элементы – по ICP-MS.

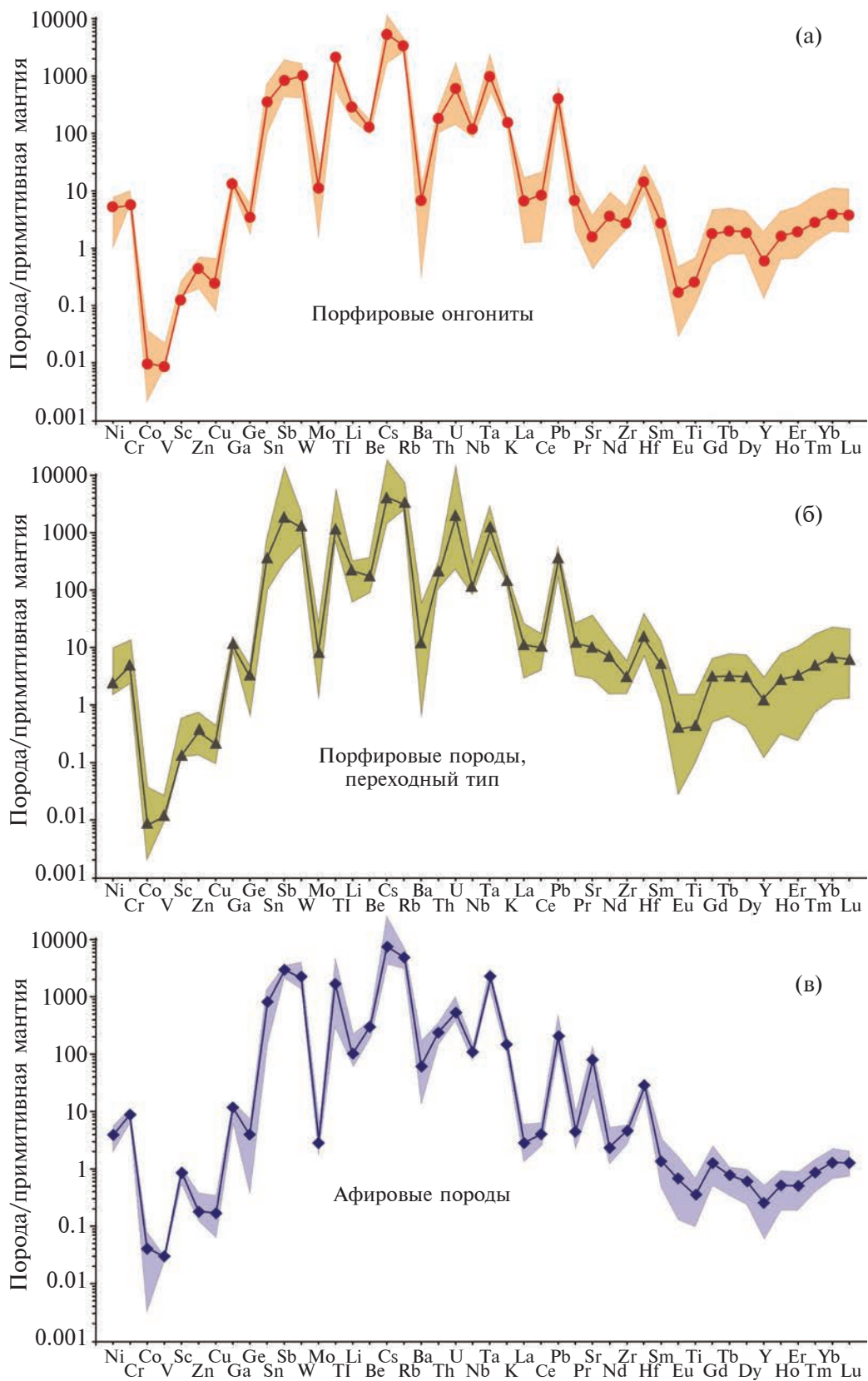


Рис. 7. Нормированные к примитивной мантии мультиэлементные распределения пород массива. Концентрации элементов в примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995).

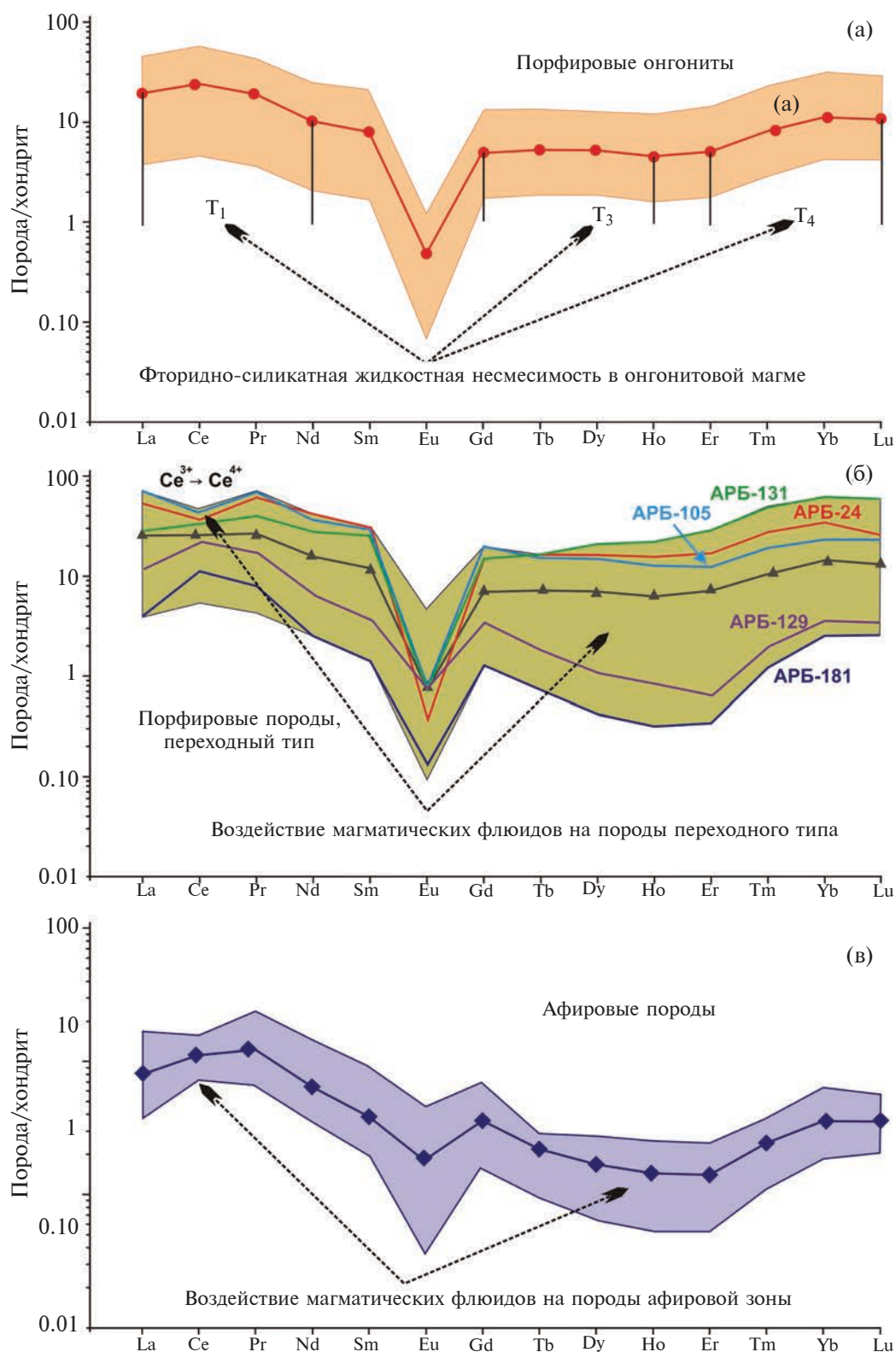


Рис. 8. Нормированные к хондриту REE распределения пород массива. Концентрации элементов в хондрите C1 по (McDonough, Sun, 1995). Линиями со знаками показаны спектры REE по средним составам пород. Для обр. АРБ-24 и АРБ-105 характерна отрицательная цериевая аномалия. T₁, T₃ и T₄ – тетрады REE как следствие фторидно-силикатной несмесимости для порфировых онгонитов (а), взаимодействия магматических флюидов с порфировыми породами переходного типа (б) и афировой зоной массива (в).

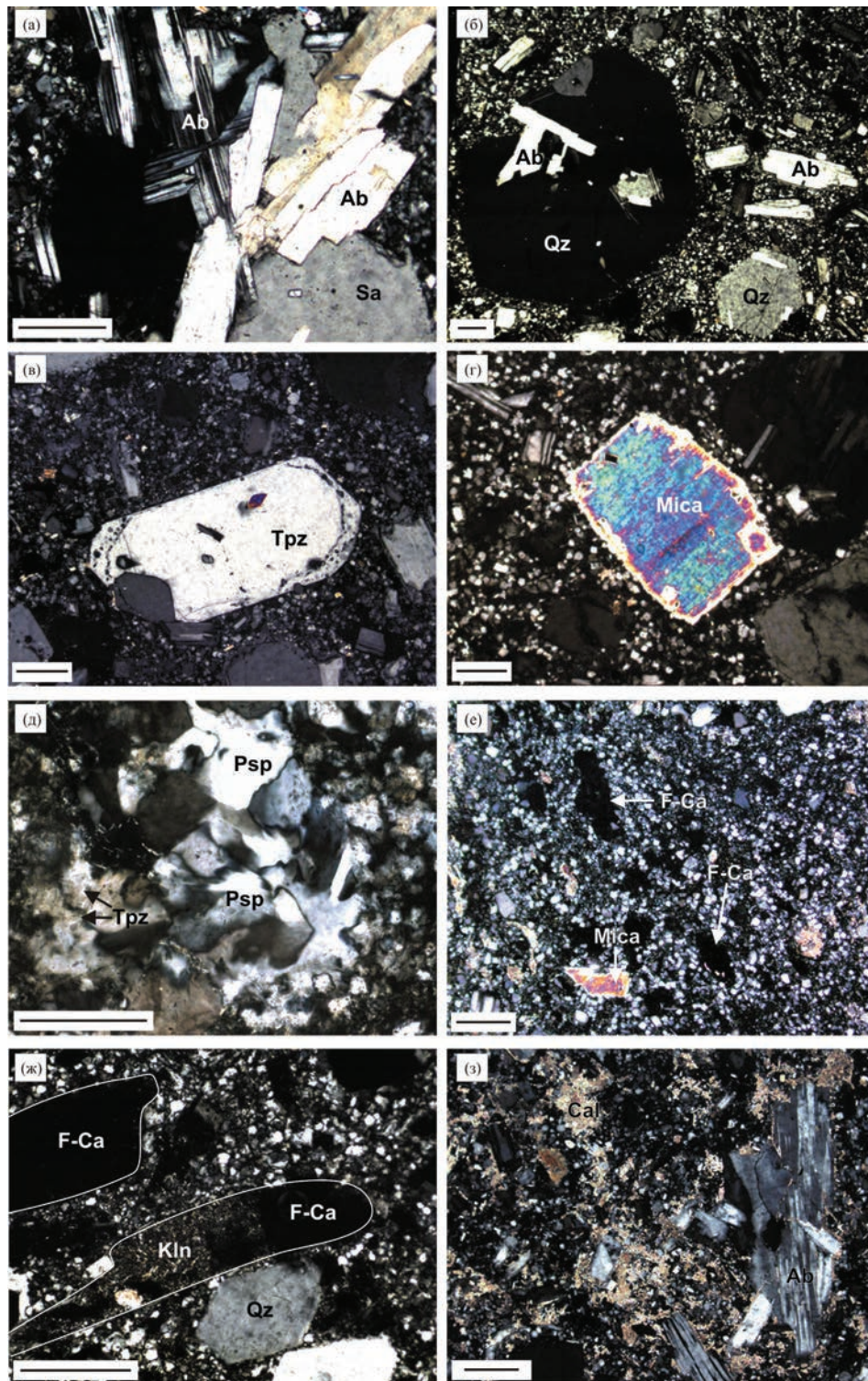


Рис. 9. Минеральные ассоциации пород в шлифах (поляризаторы скрещены).

(а) – срастание кристаллов альбита и санидина, обр. АРБ-357. (б) – матрикс онгонита, обр. АРБ-34. (в) – кристалл топаза с каймой, содержащей расплавные и флюидные включения, обр. АРБ-34. (г) – зональный циннвальдит, обр. АРБ-146. (д) – прозопит и топаз в афировой породе, обр. АРБ-19. (е) – матрикс афировой породы, обр. АРБ-54. (ж) – фенокристы альбита (показаны контуры) полностью замещены F-Ca фазой и/или каолинитом, обр. АРБ-343. (з) – агрегат кальцита в матриксе онгонита, обр. АРБ-142. Длина масштабного отрезка – 200 мкм. *Ab* – альбит, *Sa* – санидин, *Qz* – кварц, *Tpz* – топаз, *Mica* – циннвальдит, *Psp* – прозопит, F-Ca – фторидно-кальциевая фаза, *Kln* – каолинит, *Cal* – кальцит.

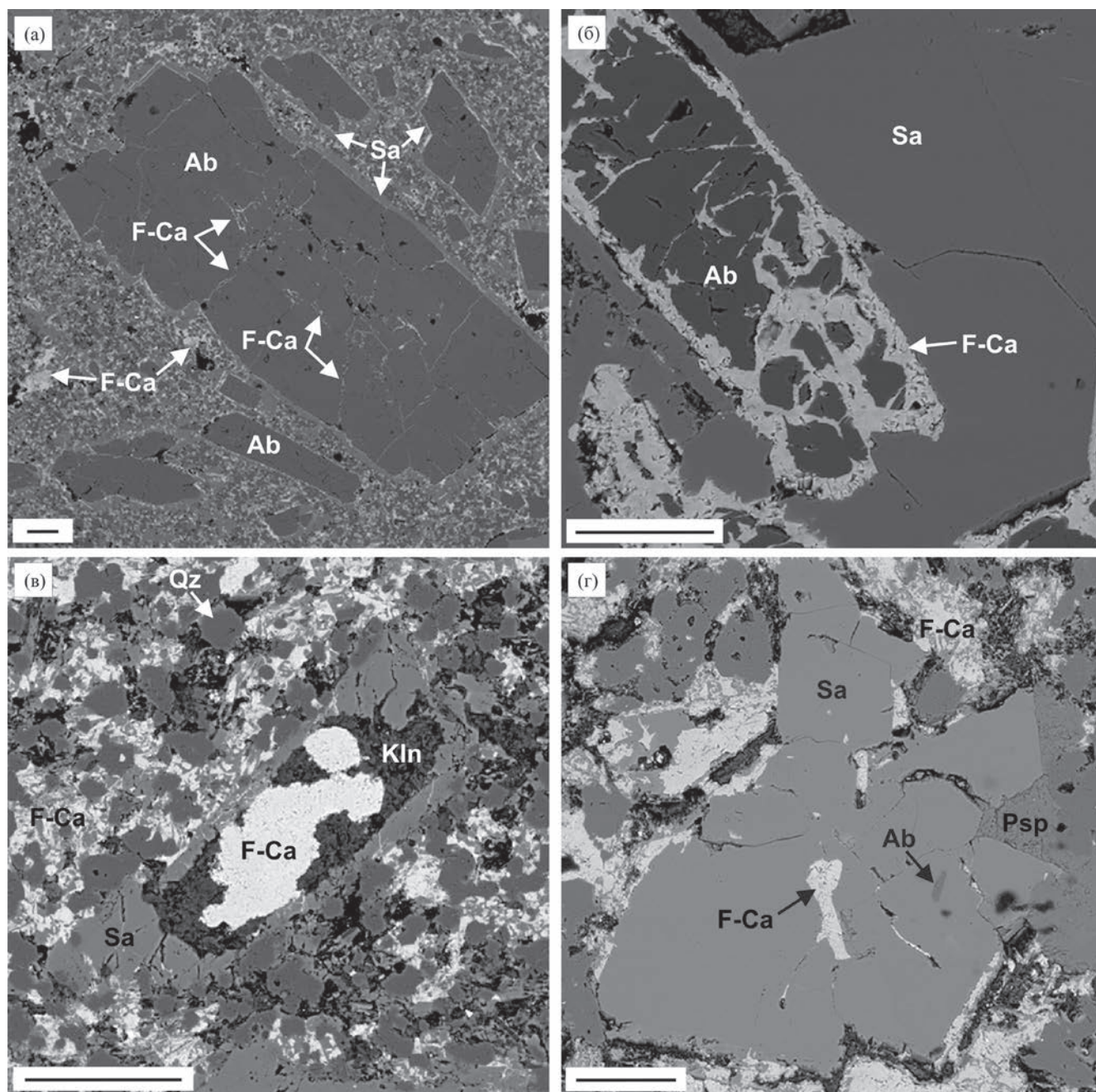


Рис. 10. Полевые шпаты в породах: (а) – футлярные кристаллы альбита с каймой санидина в порфировой породе переходного типа, обр. АРБ-106; (б) – кристалл альбита в санидине частично замещен F-Ca фазой в афировой породе, обр. АРБ-184; (в) – футлярный кристалл альбита полностью замещен F-Ca фазой и каолинитом в афировой породе, обр. АРБ-4; (г) – кристалл санидина с включениями альбита, часть из которых замещена F-Ca фазой в афировой породе, обр. АРБ-182. В матрице афировых пород (в и г) F-Ca фаза содержит игольчатые включения санидина микронных размеров. Длина масштабного отрезка – 100 мкм. Условные обозначения см. на рис. 9. BSE изображения.

мелкозернистого флюорита) и/или каолинитом (рис. 9ж, 10б–10г). Для санидина характерны таблитчатые, изометричные кристаллы или зерна неправильной формы размером 0.5–0.7 мм (рис. 9а). Многочисленные игольчатые включения

микронных размеров санидина встречаются только в F-Ca фазе из афировых пород (рис. 10в, 10г).

Составы полевых шпатов приведены на диаграмме *Ab–An–Or* (рис. 11) и в табл. 4. Количество минала *Ab* в санидине 23–35 мол.%, а минала *Or*

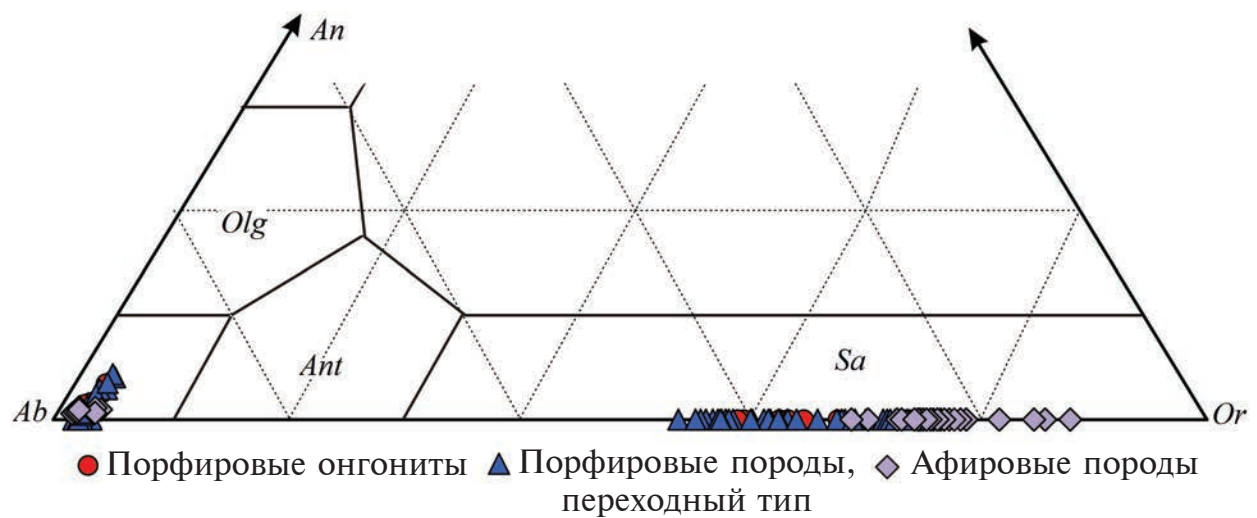


Рис. 11. Составы полевых шпатов на диаграмме анортит (An)–ортоклаз (Or)–альбит (Ab). Миналы: Sa – санидин, Ant – анортклаз, Olg – олигоклаз.

Таблица 4. Средние составы полевых шпатов, мас. %

Компоненты	Порфировый онгонит		Порфировая порода, переходный тип		Афировые породы	
	альбит (18)	санидин (13)	альбит (42)	санидин (40)	альбит (9)	санидин (36)
SiO ₂	67.76	66.44	67.66	65.64	68.10	65.08
Al ₂ O ₃	19.88	18.87	19.64	18.56	19.61	18.55
Fe ₂ O ₃	0.06	0.02	0.14	—	—	—
CaO	0.25	—	0.42	—	0.19	—
Na ₂ O	11.01	3.87	10.93	3.88	10.99	2.54
K ₂ O	0.38	10.90	0.42	10.95	0.40	12.64
Rb ₂ O	—	—	—	—	—	0.27
Сумма	99.34	100.10	99.21	99.03	99.29	99.08
Формульные коэффициенты						
Si	2.980	3.004	2.982	3.004	2.994	3.000
Al	1.030	1.005	1.020	1.001	1.016	1.008
Fe ³⁺	0.002	0.001	0.005			
Ca	0.012		0.020		0.009	
Na	0.939	0.339	0.934	0.344	0.937	0.227
K	0.021	0.629	0.024	0.639	0.022	0.743
Rb						0.008
Сумма	4.984	4.977	4.984	4.988	4.978	4.986
Ab	96.6	35.0	95.6	35.0	96.8	23.4
An	1.2		2.0		0.9	
Or	2.2	65.0	2.4	65.0	2.3	76.6

Примечание. В скобках – количество СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитаны средние значения. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. Формульные коэффициенты рассчитаны на 8 атомов кислорода. Ab, An, Or – миналы альбита, анортита и ортоклаза, мол. %.

в альбите <3 мол.%. Концентрации Na_2O в альбите 10.8–10.9 мас. %, а K_2O < 0.5 мас. %. Санидин содержит 12.5 мас. % K_2O и 3.9 мас. % Na_2O . Альбит и санидин имеют примесь 0.2–0.4 мас. % CaO . Полевые шпаты в порфиновых породах содержат до 0.4 мас. % Fe_2O_3 , а санидин в афировых породах — до 1 мас. % Rb_2O .

Фторидно-кальцевая фаза

Заполняет интерстиции между минералами матрикса порфиновой породы переходного типа и афировых пород (рис. 3б, 3в, 3д, 3е, 9е–9з, 10). В некоторых участках F-Са фазы иногда встречаются хорошо оформленные кристаллы флюорита (рис. 12в). Средние составы F-Са фазы в образцах пород представлены в табл. 5. В отличие от флюорита стехиометрического состава (51.33 мас. % Са и 48.67 мас. % F), F-Са фаза содержит меньше Са, F и больше примесных элементов при следующих вариациях средних концентраций в образцах пород (мас. %): 0.9–5.2 O, 0.1–0.3 Si, 0.1–1.2 Al, 0.1–0.6 Na, 0.1–0.7 Sr, <0.4 Ba (табл. 5). Кристаллы флюорита в F-Са фазе (как на рис. 12в) имеют стехиометрический состав без примесей на уровне разрешающей способности СЭМ ЭДС.

Второстепенные минералы

Топаз образует прозрачные крупные (до 2 мм) призматические кристаллы в порфиновых онгонитах и породах переходного типа, а также многочисленные игольчатые кристаллы субмикронных размеров в матриксе (рис. 3а, 3г, 9в, 9д, 13). В крупных кристаллах топаза встречаются

срастания игольчатых кристаллов вольфрамоксиолита (рис. 13б–13г), включения альбита, санидина, W-содержащего колумбита и циннвальдита, а краевая зона иногда содержит большое количество расплавных и флюидных включений, вкрапленники альбита, санидина и кварца (рис. 9в, 13г). Топаз содержит 18–19 мас. % F и небольшое количество примесей FeO, CaO и K_2O , в сумме не превышающее 0.4–0.6 мас. %.

Слюда — характерный минерал для всех типов пород — образует чешуйчатые лейсты и обособления неправильной формы с отчетливой спайностью размером от 10–20 мкм до 1–2 мм (рис. 9г, 9е, 14). В крупных лейстах часто встречаются включения кварца, альбита, санидина, циркона, вольфрамоксиолита, касситерита, ксенотима и колумбита (рис. 14, 17а, 17в), а в краевой зоне — игольчатого топаза. Слюда имеет промежуточный Fe-Al-Li состав между триоктаэдрическими сидерофилитом $\text{KFe}^{2+}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2]\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$, полилитионитом $\text{KLi}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$ и ди-триоктаэдрическим фторлюаньшивейиитом $\text{KLiAl}_{1.5\text{--}0.5}[\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{3.5}]\text{O}_{10}\text{F}_2$ (табл. 6). Количество лития в слюде было рассчитано по эмпирическому соотношению между концентрациями Li_2O и SiO_2 из (Tindle, Webb, 1990). В соответствии с диаграммой *mgli* [Mg — Li] — *feal* [$\text{Fe}_{\text{общ}}$ + Mg + Ti — Al^{VI}], по (Tischendorf et al., 2004), слюда такого состава соответствует циннвальдиту.

Крупные лейсты циннвальдита (рис. 14а, 14б) в онгонитах и порфиновых породах переходного типа имеют в центральных областях максимально железистый состав (18–21 мас. % FeO, 1.1–1.3 форм. ед. Fe; табл. 6, ан. 1, 3, 6). Лейсты

Таблица 5. Средние составы F-Са фазы, мас. %

Элементы	Порфиновые породы, переходный тип							Афировые породы				
	54 (5)	106 (15)	131 (12)	148 (12)	343 (9)	353 (14)	370 (14)	4 (46)	19 (21)	176 (35)	182 (9)	184 (13)
Ca	47.25	49.87	47.93	47.90	49.69	48.63	50.07	50.12	45.55	47.03	48.03	50.67
F	48.59	48.04	47.39	46.57	46.43	45.31	47.32	47.20	48.67	47.56	47.64	47.33
O	2.33	1.64	3.73	5.18	0.85	3.57	1.51	1.63	1.84	2.07	2.04	1.40
Si	0.28	0.07	0.25	0.09	0.07	0.14	0.03	0.16	0.25	0.12	0.13	0.20
Al	1.21	0.38	0.91	—	0.12	0.18	0.12	0.50	0.97	0.96	0.94	0.30
Na	0.57	—	—	—	—	0.10	—	—	0.38	0.43	0.43	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	0.35	0.45	0.08	—
Sr	0.33	0.13	—	—	—	0.11	0.02	—	0.69	0.66	0.65	—
S	—	—	—	—	—	0.13	0.02	—	—	0.13	0.09	—
Сумма	100.56	100.13	100.22	99.74	97.18	98.45	99.10	99.61	98.69	99.40	100.15	99.90

Примечание. Здесь и в табл. 6, 7 все номера образцов имеют префикс “АРБ-”. В скобках — количество СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитаны средние значения. Проверка — содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС.

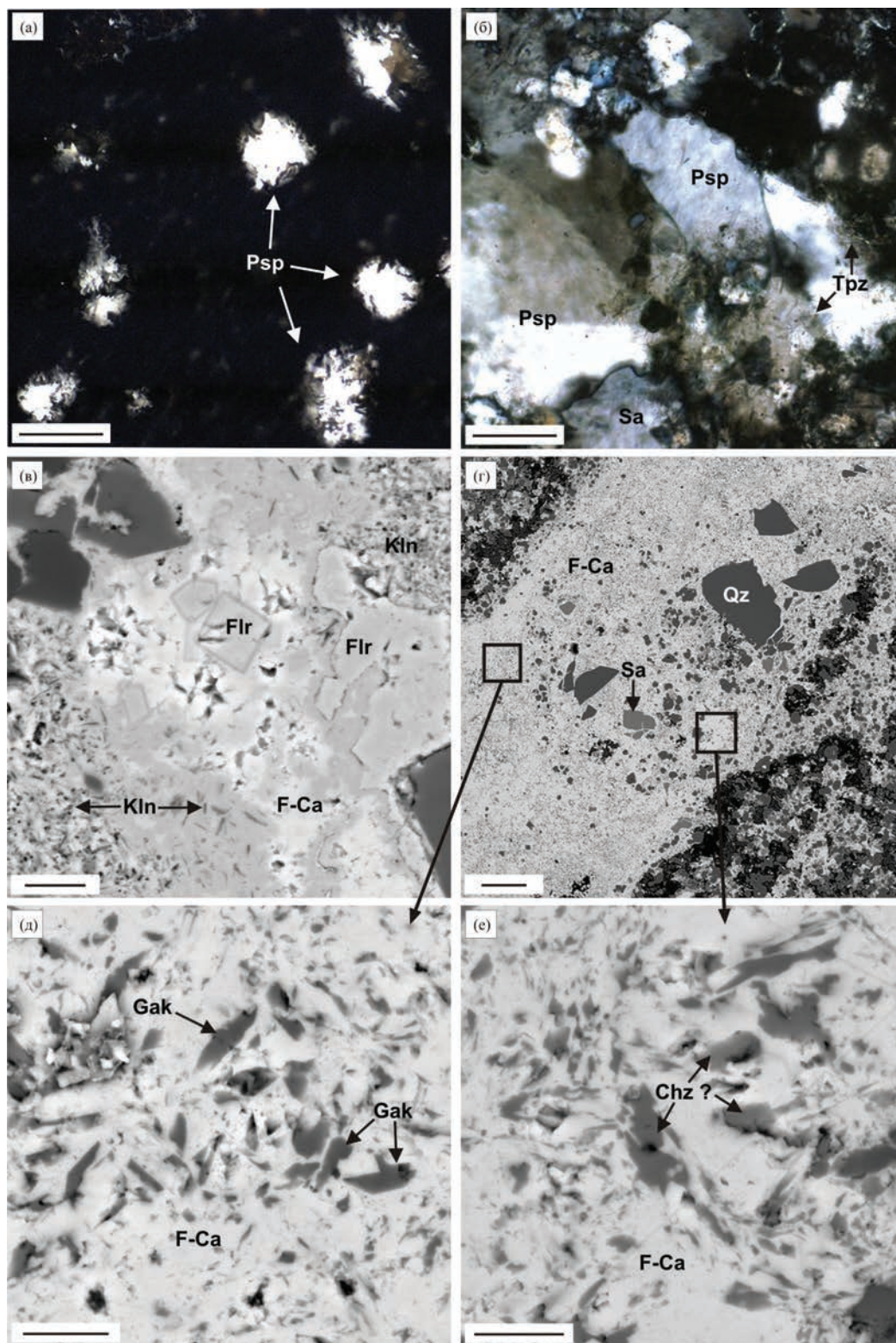


Рис. 12. Фторидные кристаллические фазы в афировых породах. (а) – включения прозопита, обр. АРБ-325; (б) – сросток прозопита и санидина, обр. АРБ-19; (в) – кристаллы флюорита в F-Ca фазе, обр. АРБ-106; (г) – прожилки в обр. АРБ-4 с врезками: (д) – геаркутит в F-Ca фазе, (е) – недиагностированный кальциевый алюмофторид, состав которого сравнивается с карлхинтзеитом. Длина масштабного отрезка на (а, б, г) – 100 мкм, на (в, д, е) – 10 мкм. *Fl* – флюорит, *Gak* – геаркутит, *Chz?* – недиагностированный кальциевый алюмофторид, остальные обозначения см. на рис. 9. (а–б) – фотографии шлифов, поляризаторы скрещены, (в–е) – BSE изображения.

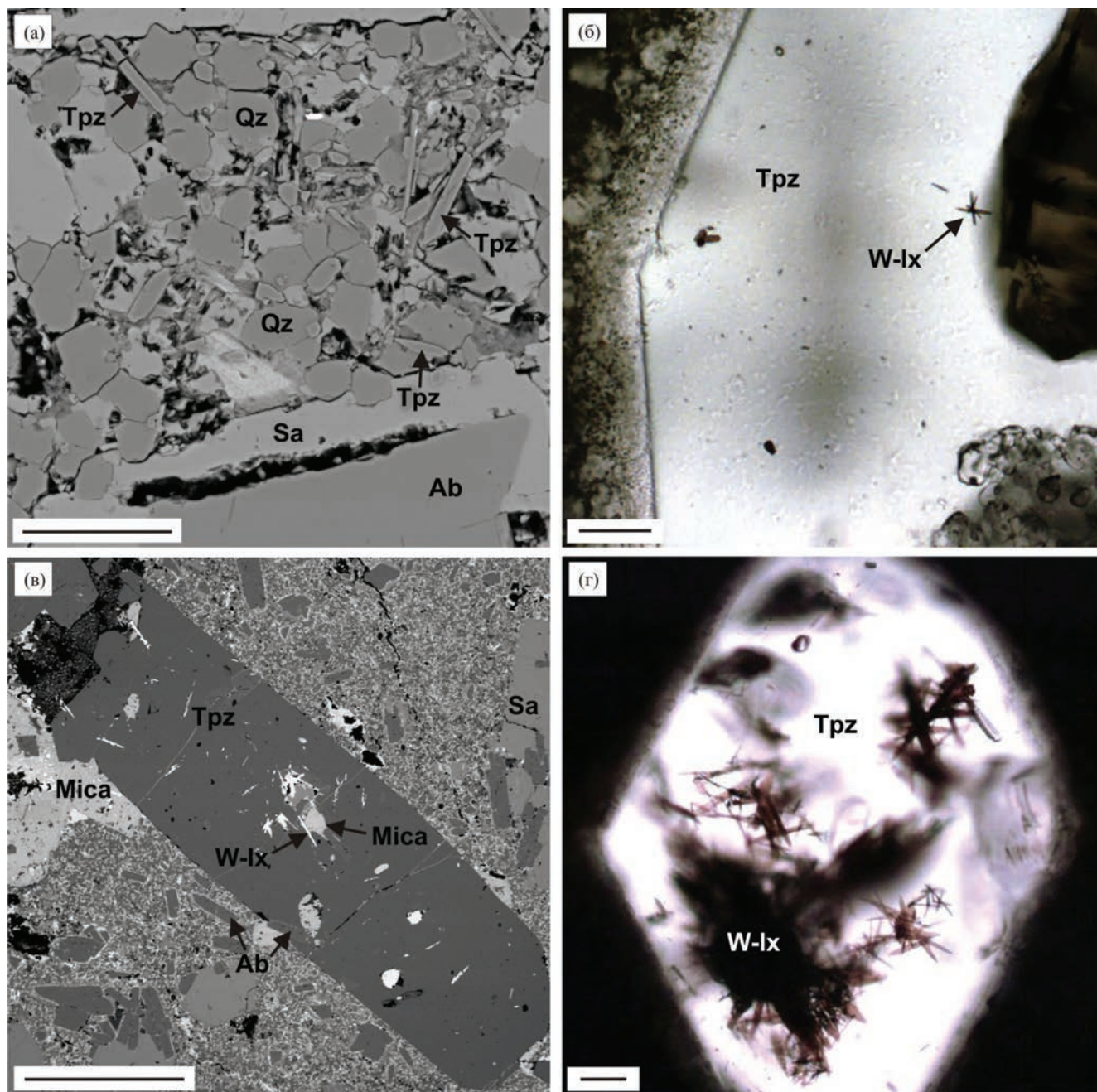


Рис. 13. Топаз в породах: (а) — игольчатые кристаллы в матриксе, обр. АРБ-34; (б) — кристалл с включениями минералов, обр. АРБ-371; (в) — кристалл с включениями альбита, циннвальдита и вольфрамоксиолита, обр. АРБ-106; (г) — включения игольчатых кристаллов вольфрамоксиолита, обр. АРБ-34. Длина масштабного отрезка на (а, б, г) — 50 мкм, на (в) — 1 мм. W-lx — вольфрамоксиолит, остальные обозначения см. на рис. 9; (а, в) — BSE изображения; (б, г) — фотографии шлифов в проходящем свете.

обрастают тонкой менее железистой каймой (рис. 14в), содержащей 10–13 мас. % FeO (0.7–0.8 форм. ед. Fe; табл. 6, ан. 2, 4, 5, 7). В циннвальдитах из афировых пород обычно меньше FeO (9 мас. %, 0.5–0.6 форм. ед. Fe; табл. 6, ан. 9, 10). Циннвальдит из афировых пород и кайм в лейстах

из онгонитов и порфировых пород имеет наиболее высокие концентрации лития и фтора. Во всех породах циннвальдит содержит 1–3 мас. % MnO, 0.8–2.3 мас. % Rb₂O, а также примеси Na₂O и ZnO на уровне предела обнаружения методом СЭМ ЭДС (0.2–0.3 мас. %).

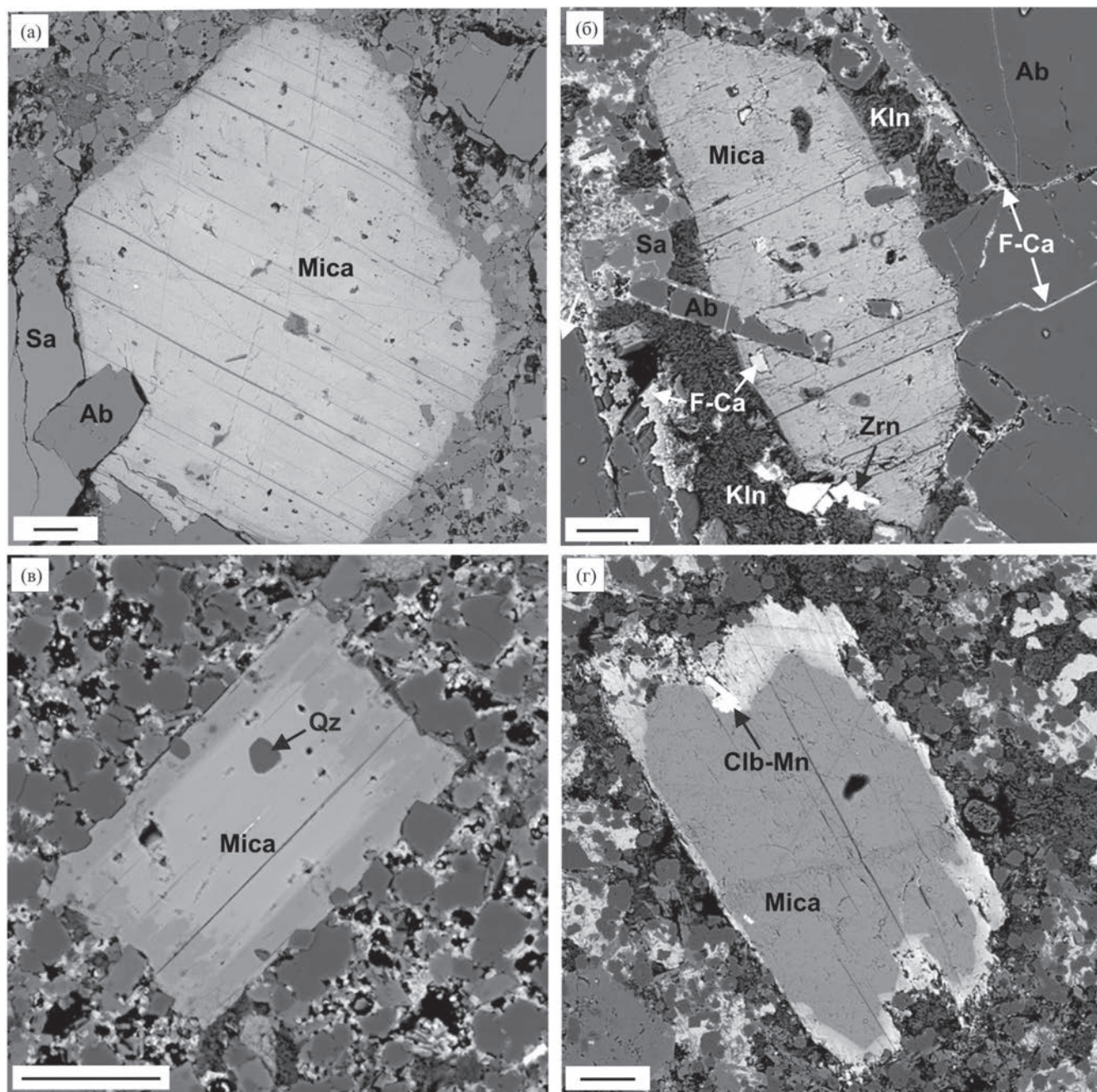


Рис. 14. Циннвальдит в породах: (а) — с многочисленными включениями, обр. АРБ-34 и (б) — АРБ-106; (в) — с менее железистой каймой, обр. АРБ-370; (г) — с Rb-Cs каймой и включением колумбита-(Mn), обр. АРБ-4. Длина масштабного отрезка — 50 мкм. *Clb* — колумбит-(Mn), *Zrn* — циркон, остальные обозначения см. на рис. 9. BSE изображения.

В образце афировой породы АРБ-4 обнаружены крупные (до 2 мм) лейсты циннвальдита с железистой Rb-Cs каймой (рис. 14г), содержащей, в мас. %: 11 FeO (0.7 форм. ед. Fe), 5.2–9.1 Rb₂O и 3.1–3.4 Cs₂O (табл. 6, ан. 11, 12). В некоторых участках Rb-Cs слюды из каймы соотношение щелочных катионов Rb > K > Cs и количество Rb превышает 33 мол.% (рис. 15).

Кальциевые алюмофториды

Прозопит $\text{CaAl}_2\text{F}_6(\text{OH})_2$ встречается только в афировых породах. В некоторых образцах содержится 20–26 мас. % этого минерала (Перетяжко и др., 2007а, 2011; Перетяжко, Савина, 2010а). Крупные зерна прозопита неправильной формы размером до 1 мм часто с включениями игольчатого

Таблица 6. Средние составы Li-Al-Fe слюды, мас. %

Компо- ненты	Онгониты		Порфиновые, переходный тип						Афировые породы			
	34 (23)	34 (15)	54 (21)	54 (12)	343 (23)	131 (2)	131 (14)	148 (8)	184 (6)	4 (66)	4 (286)	4 (62)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40.83	45.38	38.98	43.96	44.38	39.78	46.25	45.20	46.69	46.12	43.46	43.01
TiO ₂	0.33	0.22	0.29	0.15	0.13	—	—	—	—	0.12	—	—
Al ₂ O ₃	22.13	21.12	21.40	21.16	20.76	21.48	20.99	21.43	21.11	20.61	18.94	18.76
FeO	18.47	12.78	19.60	12.66	10.07	20.65	12.76	12.62	9.13	9.16	11.31	11.43
MnO	1.38	1.34	1.35	1.74	2.59	1.16	1.24	1.59	2.95	2.75	1.85	1.74
ZnO	0.07	—	—	—	0.22	—	—	—	0.29	0.22	—	—
Na ₂ O	0.44	0.48	0.41	0.43	0.37	—	0.60	0.41	0.41	0.38	0.26	—
K ₂ O	9.66	9.53	9.29	9.65	9.45	10.07	9.70	10.11	10.09	9.91	4.91	3.88
Rb ₂ O	1.17	2.25	0.96	1.06	1.60	—	—	—	1.21	1.23	7.49	8.31
Cs ₂ O	—	—	—	—	0.32	—	—	—	—	—	2.67	4.13
Li ₂ O*	2.17	3.47	1.63	3.06	3.18	1.86	3.72	3.42	3.85	3.68	2.92	2.79
F	6.00	7.58	5.37	7.20	7.79	6.18	8.40	8.68	8.23	7.93	7.78	7.68
Cl	—	—	0.08	—	—	—	—	—	—	—	0.07	—
Сумма	100.11	100.97	97.10	98.05	97.56	98.58	100.14	99.80	100.50	98.77	98.39	98.51

Формульные коэффициенты

K	0.909	0.865	0.908	0.899	0.887	0.968	0.875	0.922	0.909	0.907	0.479	0.384
Na	0.062	0.066	0.061	0.061	0.052		0.082	0.057	0.056	0.053	0.039	
Rb	0.056	0.103	0.047	0.050	0.075				0.055	0.057	0.369	0.414
Cs					0.010						0.087	0.137
Сумма	1.027	1.035	1.016	1.010	1.024	0.968	0.957	0.979	1.020	1.017	0.974	0.934
Fe ²⁺	1.139	0.761	1.255	0.773	0.619	1.302	0.755	0.754	0.539	0.550	0.724	0.741
Li	0.642	0.994	0.503	0.900	0.941	0.565	1.058	0.983	1.093	1.063	0.900	0.871
Al ^{VI}	0.933	1.003	0.915	1.029	1.061	0.906	1.019	1.036	1.053	1.051	1.037	1.050
Mn	0.086	0.081	0.088	0.108	0.161	0.074	0.074	0.096	0.176	0.167	0.120	0.114
Ti	0.018	0.012	0.017	0.008	0.007				0.006			
Сумма	2.818	2.851	2.777	2.818	2.790	2.847	2.906	2.869	2.862	2.837	2.781	2.776
Si	3.010	3.231	2.984	3.209	3.263	2.998	3.270	3.230	3.297	3.309	3.328	3.335
Al ^{IV}	0.990	0.769	1.016	0.791	0.737	1.002	0.730	0.770	0.703	0.691	0.672	0.665
F	1.400	1.706	1.300	1.661	1.811	1.473	1.879	1.962	1.837	1.799	1.885	1.884
Cl			0.010								0.009	
ОН*	0.600	0.294	0.690	0.339	0.189	0.527	0.121	0.038	0.163	0.201	0.106	0.116
<i>mgli</i>	−0.642	−0.994	−0.503	−0.900	−0.941	−0.565	−1.058	−0.983	−1.093	−1.063	−0.900	−0.871
<i>feal</i>	0.224	−0.230	0.357	−0.248	−0.435	0.403	−0.257	−0.275	−0.507	−0.494	−0.313	−0.300

Примечание. В скобках — количество анализов, по которым рассчитаны средние значения. Суммы анализов — с поправкой на фтор и хлор. Прочерк — содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. 11 и 12 — Rb-Cs кайма на лейстах циннвальдита, обр. АРБ-4: 11 — K > Rb > Cs, 12 — Rb > K > Cs. Li₂O*, мас. % = 0.287 × SiO₂ − 9.552, по (Tindle, Webb, 1990), ОН* — по стехиометрии. Формулы рассчитаны на 22 положительных заряда катионов. *mgli* = Mg − Li и *feal* = Fe_{общ} + Mg + Ti − Al^{VI}, форм. ед., по (Tischendorf et al., 2004).

топаза образуют сростания с санидином, кварцем и F-Са фазой (рис. 3е, 9д, 12а, 12б). Прозопит массива Ары-Булак, по сравнению со стехиометрическим составом этого минерала, содержит меньше фтора и до 1 мас. % SrO (табл. 7, ан. 5).

В афировых породах встречаются прожилки, сложенные F-Са фазой с включениями микронных размеров кальциевых алюмофторидов — *геарксутита* $\text{CaAlF}_4\text{OH}\cdot\text{H}_2\text{O}$ и недиагностированного минерала, имеющего соотношение Са, Al и F, близкое к *карлхинтзеиту* $\text{Ca}_2\text{AlF}_7\cdot\text{H}_2\text{O}$ (рис. 12д, 12е, 16). Алюмофториды неустойчивы под зондом и в процессе СЭМ ЭДС анализа быстро разрушаются, что указывает на присутствие в них слабо связанной молекулярной воды. Вероятно, этим объясняются завышенные суммы компонентов в анализах (табл. 7, ан. 6, 8). Состав геарксутита отличается от стехиометрического повышенными концентрациями Al и Са, а недиагностированный минерал, в отличие карлхинтзеита, содержит больше Al, Са и меньше F (табл. 7, ан. 7, 9, рис. 16).

Акцессорные минералы

Зерна акцессорных минералов находятся в матриксе пород, а также в порфировых вкраплениях минералов (кварце, топазе, санидине, циннвальдите) в виде включений. Наиболее часто встречаются вольфрамоиксолит и колумбит (рис. 13б–13г).

Вольфрамоиксолит $(\text{Nb}, \text{W}, \text{Ta}, \text{Fe}, \text{Mn})\text{O}_4$ образует игольчатые кристаллы длиной до 250 мкм, не превышающие 10 мкм по ширине, часто в сростаниях радиально-лучистых агрегатов (рис. 13г, 17б). Минерал имеют устойчивый состав при небольших вариациях W, Nb, Fe, Mn и примесей Ta, Ti, Sr, Sc, Са (табл. 8).

W-содержащий *колумбит* $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6$ образует пластинчатые кристаллы размером 20–130 мкм (рис. 17а). В минерале преобладает Nb (54–60 мас. % Nb_2O_5) относительно Ta (6–9 мас. % Ta_2O_5), содержится также W (7–10 мас. % WO_3) и небольшое количество Ti, Sc, Sn (табл. 8). Обнаружено две разновидности колумбита с разным соотношением Mn и Fe, среди которых чаще встречается колумбит-(Mn).

Зерна циркона неоднородны по составу. Для них характерны большие вариации содержания Th, U, Hf, Y и тяжелых REE, в мас. %: 1.0–9.9 ThO_2 , 1.2–2.7 UO_2 , 2.3–4.1 HfO_2 , 1.2–2.9 Y_2O_3 , 0.9–2.0 Dy_2O_3 , 0.5–0.9 Er_2O_3 , 1.3–2.4 Yb_2O_3 . Суммы анализов намного меньше 100 мас. %, что косвенно указывает на метамиктное состояние циркона.

В *касситерите* обнаружены примеси Nb, Ti, W, Zr и Mn, а в составе *вольфрамит* преобладает минерал гюбнерита (табл. 8). *Флюоцерит-(Ce)* имеет большой диапазон концентраций главных

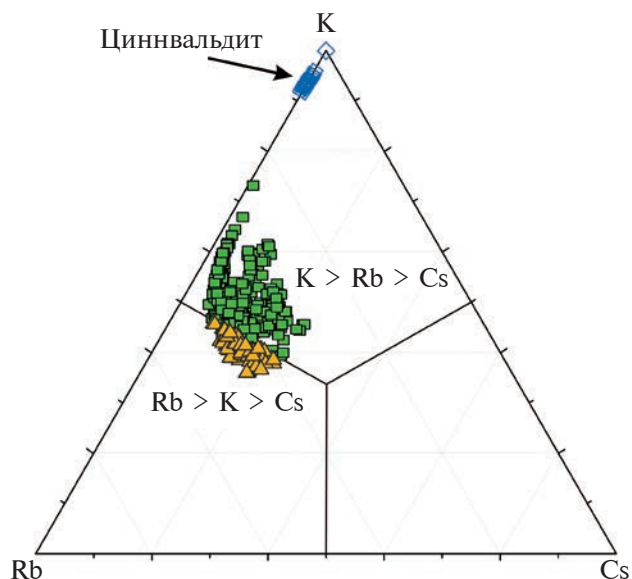


Рис. 15. Соотношение между K, Rb и Cs в Rb-Cs слюде из каймы по лейстам циннвальдита в афировой породе, обр. АРБ-4.

и примесных элементов, в мас. %: 43–56 Ce_2O_3 , 9–24 La_2O_3 , 28–36 F, 3–4 Pr_2O_3 , 6–9 Nd_2O_3 , до 6 Sm_2O_3 и 2–10 ThO_2 . *Монацит-(Ce)* содержит, в мас. %: 34–35 Ce_2O_3 , 29–30 P_2O_5 , 10–11 Nd_2O_3 , 9–10 HfO_2 , 6–7 La_2O_3 , 2–3 Sm_2O_3 , 3–4 Pr_2O_3 . Составы монацита-(Ce), флюоцерита-(Ce) и циркона приводятся также в (Перетяжко, Савина, 2010а, см. табл. 4).

Из *вторичных минералов* в некоторых образцах порфировых онгонитов отмечается кальцит (рис. 9з) в виде мелкозернистых агрегатов в матриксе или по трещинам в порфировых вкраплениях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Массив Ары-Булак был первым природным объектом, где изучались породы, содержащие реликты F-Са (флюоритового, стехиометрического) расплава. Многочисленные аргументы, показывающие реальность существования такого расплава в гранитоидных и других магматических системах, ранее детально обсуждались и анализировались на примере пород массива, а также открытых нами позже аномально обогащенных флюоритом риолитов в Монголии (Peretyazhko, Savina, 2020) и по экспериментальным данным их плавления в большом диапазоне P - T параметров (1250–650°C, 5.5–1 кбар; Перетяжко и др., 2020).

Результаты минералого-геохимических и изотопных исследований пород массива, расплавных и флюидных включений в минералах (Перетяжко и др., 2007а, 2007б, 2011; Перетяжко, 2009;

Таблица 7. Средние составы кальциевых алюмофторидов, мас. %

Компо- ненты	Прозопит					Геарксутит		Алюмофторид Са	
	4 (17)	19 (20)	176 (9)	182 (7)	прозопит	4 (9)	геарксутит	4 (4)	карлхинтзеит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al ₂ O ₃	44.93	43.60	43.87	46.06	42.12	37.64	28.63	29.92	19.75
CaO	24.92	20.91	21.74	21.95	23.17	36.05	31.49	45.36	43.45
SrO	—	0.95	0.59	—	—	—	—	—	—
F	42.39	34.38	34.67	36.93	47.09	47.68	42.67	46.53	51.52
H ₂ O					7.44		15.17		6.98
Сумма	94.39	85.36	86.27	89.39	100.00	101.29	100.00	102.21	100.00
Формульные коэффициенты									
Al	1.996	2.055	2.044	2.069	2	1.055	1	1.216	1
Ca	1.006	0.896	0.921	0.896	1	0.918	1	1.676	2
Sr		0.022	0.014						
Сумма	3.002	2.973	2.978	2.978	3	1.973	2	2.892	3
F	5.053	4.348	4.334	4.452	6	3.585	4	5.075	7

Примечание. В скобках — количество анализов, по которым рассчитаны средние значения. Суммы — с поправкой на фтор. Прочерк — содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. Формулы рассчитаны по сумме положительных зарядов катионов. 1—4 — прозопит, 6 — геарксутит, 8 — недиагностированный кальциевый алюмофторид (формула по стехиометрии карлхинтзеита). Идеальные составы минералов: 5 — прозопит CaAl₂F₆(OH)₂, 7 — геарксутит CaAlF₄OH·H₂O, 9 — карлхинтзеит Ca₂AlF₇·H₂O.

Перетяжко, Савина, 2010а, 2010в), а также особенности тетрад-эффектов в нормированных к хондриту REE спектрах пород (рис. 8; Перетяжко, Савина, 2010б) свидетельствуют о сложных процессах флюидно-фторидно-силикатной жидкостной несмешиваемости, которые происходили на разных стадиях эволюции и кристаллизации онгонитовой магмы. Интенсивным конвекционным течениям расплавов и флюидов в магматической камере способствовала низкая вязкость и высокая подвижность обогащенного фтором и водой онгонитового расплава (Перетяжко, Савина, 2010а, 2011). Было установлено, что при кристаллизации крупных кристаллов кварца, альбита, санидина и топаза в онгонитовой магме сосуществовали водно-солевые флюиды разных типов (Перетяжко, 2009) и фторидные стехиометрические расплавы, близкие по составам к флюориту, селлаиту, криолиту, хиолиту и другим фторидам (Перетяжко, Савина, 2010а, 2010в).

Кварц, альбит и санидин являются главными минералами пород массива Ары-Булак. Эти минералы, наряду с топазом и циннвальдитом, составляют породообразующую минеральную ассоциацию порфировых онгонитов. Дымчатый кварц встречается в виде крупных кристаллов и мелких зерен. Кристаллы кварца содержат вкрапленники альбита, санидина, топаза, расплавные и флюидные включения. В онгонитах и порфировых породах переходного типа типичны срастания кристаллов

альбита и санидина, а также футлярные кристаллы альбита с внешней санидиновой каймой. Из акцессорных минералов во всех породах наиболее часто встречаются вольфрамоиксиолит и колумбит-(Mn) (рис. 17а, 17б). Для порфировых пород переходного типа более характерны монацит-(Ce), флюоцерит-(Ce) и ксенотим, а для афировых — прозопит, касситерит, вольфрамит и водосодержащие кальциевые алюмофториды (рис. 12г—12е, 17в—17д).

Из онгонитовой магмы кристаллизовались онгониты, слагающие основной объем массива, небольшие обособления порфировых пород переходного типа и афировые породы эндоконтактной зоны мощностью 50—100 м, имеющие аномально высокие концентрации Са и F. Интерстиции между минералами матрикса порфировых пород переходного типа и афировых пород заполняет F-Са фаза, которая образовалась при кристаллизации флюоритового расплава (Перетяжко, Савина, 2010а). В отличие от стехиометрического флюорита, F-Са фаза в породах массива Ары-Булак содержит меньше Са, F, примеси кислорода, Al, Si и других элементов (табл. 5).

Условия и процессы формирования афировых пород наиболее сложны для интерпретации. По модели, представленной в (Перетяжко, Савина, 2010а, Перетяжко и др., 2011), афировая зона массива образовалась при локальной декомпрессии апикальной части магматической камеры, которая вызвала закаливание и стеклование накопленных

Таблица 8. Средние составы аксессуарных минералов, мас. %

Компоненты	Вольфрамо- иксиолит (17)	Колумбит-(Mn) (14)	Колумбит-(Fe) (1)	Касситерит (12)	Вольфрамит (3)
TiO ₂	1.08	1.78	1.13	3.22	1.38
Al ₂ O ₃	—	1.14	2.04	0.45	—
FeO	14.67	8.21	13.56	3.46	7.51
MnO	6.46	12.04	7.41	0.28	10.32
CaO	—	—	—	—	1.10
SrO	3.48	—	—	—	5.52
Sc ₂ O ₃	0.38	0.34	0.28	—	0.33
ZrO ₂	—	—	—	1.36	2.34
SnO ₂	—	—	—	80.82	4.45
WO ₃	25.53	6.46	16.75	3.01	54.93
Nb ₂ O ₅	44.66	60.63	48.11	6.55	7.63
Ta ₂ O ₅	4.39	8.78	5.60	—	3.76
Сумма	100.66	99.38	94.88	99.15	99.25

Формульные коэффициенты

Ti	0.034	0.079	0.054	0.057	0.051
Al		0.079	0.153	0.013	
Fe ²⁺	0.516	0.405	0.720	0.069	0.308
Mn	0.230	0.602	0.399	0.006	0.429
Ca					0.058
Sr	0.085				0.157
Sc	0.014	0.018	0.016		0.014
Zr				0.016	0.056
Sn				0.765	0.087
W	0.278	0.099	0.276	0.019	0.698
Nb	0.848	1.617	1.381	0.070	0.169
Ta	0.050	0.141	0.097		0.050
Сумма	2.055	3.039	3.094	1.014	2.075

Примечание. Прочерк — содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. В скобках — количество анализов, по которым рассчитаны средние значения. Формулы рассчитаны по сумме положительных зарядов катионов.

на фронте кристаллизации флюоритового и онгонитового несмешиваемых расплавов. В дальнейшем происходило аутометасоматическое преобразование пород под воздействием высокотемпературных магматических флюидов.

При кристаллизации обогащенной F и Ca онгонитовой магмы альбит замещался F-Ca фазой — частично в переходных порфириновых породах или почти полностью в афировой зоне (рис. 10). Только в афировой зоне F-Ca фаза содержит многочисленные игольчатые включения санидина субмикронных размеров (рис. 10в, 10г). В ходе флюидно-магматического процесса афировые породы обеднялись натрием по сравнению с онгонитами и порфириновыми породами переходного типа (рис. 5г).

Проникая в афировую зону, NaF-содержащий магматический флюид *P-Q* типа, сосуществующий с дегазирующим онгонитовым расплавом в магматической камере, охлаждался, становился многокомпонентным и его свойства стали соответствовать водно-солевой системе первого типа, в которой преобладали хлориды (Перетяжко, 2009). В афировой зоне такой флюид вскипал и разделялся на две несмешиваемые фазы — высококонцентрированный солевой раствор (рассол) и низкоплотный паровой водный раствор (Перетяжко, Савина, 2010в). В условиях относительно низкого давления, при котором образовывались породы массива в субэффузивных условиях (<800 бар, по Перетяжко, 2009), происходило выделение из кипящего обогащенного фтором флюида солевого

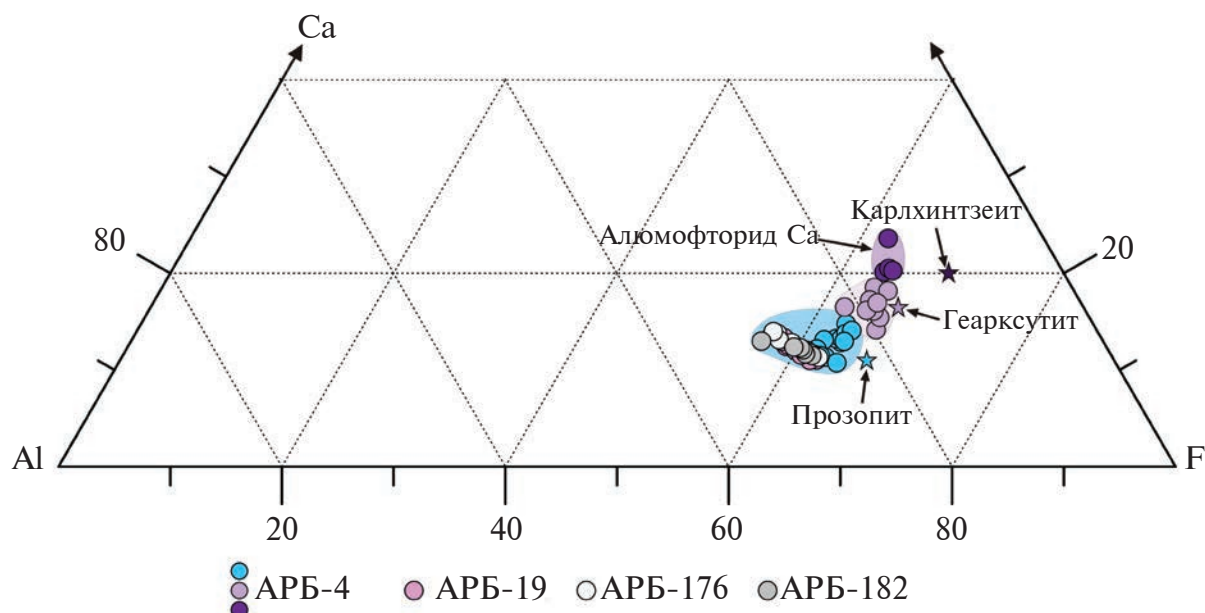


Рис. 16. Составы кальциевых алюмофторидов в афировых породах (обр. АРБ-4, АРБ-19, АРБ-176 и АРБ-182) на диаграмме Ca–F–Al.

раствора (рассола) с большими концентрациями Cl, F, K, Cs, Na, Mn, Fe, Al (Peretyazhko, Tsareva, 2008; Перетяжко, Савина, 2010а). Как предполагалось (Перетяжко и др., 2007а), при взаимодействии кислотного водного флюида с альбитом и F–Ca фазой в переходных и афировых породах происходило образование прозопита и автометасоматического кварца по реакции: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{альбит}) + \text{CaF}_{2(\text{F-Ca фазы})} + 4\text{HF}_{(\text{флюид})} = \text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{ОН})_4(\text{прозопит}) + 6\text{SiO}_{2(\text{кварц})} + 2\text{NaF}_{(\text{флюид})}$. Альбит в футлярных кристаллах замещался каолинитом (рис. 10б, 10в) по реакции: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{альбит}) + 2\text{HF}_{(\text{флюид})} + \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{ОН})_4(\text{каолинит}) + 4\text{SiO}_{2(\text{кварц})} + 2\text{NaF}_{(\text{флюид})}$. В результате автометасоматического процесса флюид обогащался NaF и соответствовал водно-солевой системе *P–Q* типа. Отметим, что игольчатые микролиты каолинита также кристаллизовались в F–Ca фазе (рис. 12в), вероятно, заимствуя из нее примесные элементы – O, Al и Si. В процессе взаимодействия с флюидом F–Ca фаза преобразовалась в микрзернистые агрегаты флюорита, иногда содержащие хорошо оформленные его кристаллы (рис. 12в) стехиометрического состава без примесных элементов.

Флюидно-магматические процессы при кристаллизации онгонитовой магмы определяют как минералогические, так и геохимические особенности пород массива. Повышенные концентрации REE, Y и U в порфириновых породах переходного типа связаны с присутствием в их составе монацита-(Ce), флюоцерита-(Ce), ксенотима и первичной F–Ca фазы. Дегазация магматических флюидов через афировую зону сопровождалась

кристаллизацией Sr-содержащего прозопита и аксессуарных минералов (касситерита, вольфрамит, водных кальциевых алюмофторидов), свойственных только афировым породам. Это объясняет геохимическую специфику пород афировой зоны – увеличение концентрации воды до 4 мас. % (рис. 5е) и многих примесных элементов (Sr, Ba, Rb, Sn, W, Ta, Be, Zr, Hf, Sb, As, Sc, рис. 6, табл. 2).

Только в афировой зоне обнаружены лейсты циннвальдита с Rb–Cs каймой (рис. 14г). Отметим, что в группе слюд крайне редко встречаются Rb–Cs минералы, из которых один рубидиевый – ди-триоктаэдрический волошинит $\text{RbLiAl}_{1.5}\text{Si}_{3.5}[\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{3.5}]\text{O}_{10}\text{F}_2$ и четыре цезиевых – триоктаэдрические соколоваит $\text{CsLi}_2[\text{AlSi}_4]\text{O}_{10}\text{F}_2$, гармит $\text{CsLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$, крейтерит $\text{CsLi}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$ и диоктаэдрический нанпингит $\text{CsAl}_2[\text{AlSi}_3]\text{O}_{10}(\text{ОН}, \text{F})_2$. В отличие от волошинита, Rb–Cs слюда в каймах на лейстах циннвальдита содержит большое количество железа (0.5–0.8 форм. ед. Fe^{2+}). По нашим неопубликованным данным (монокристалльным и EBSD) циннвальдит в породах массива Ары-Булак и Rb–Cs слюда в кайме имеют моноклинную структуру (пространственная группа $C2_1$, 1М политип). На этом основании Rb–Cs слюда с максимальным содержанием рубидия при соотношении катионов $\text{Rb} > \text{K} > \text{Cs}$ (рис. 15; табл. 6, ан. 11) может быть новым ди-триоктаэдрическим минералом – рубидиевым и цезий-содержащим циннвальдитом-фторлюаньшивейитом с упрощенной идеальной формулой $(\text{Rb}, \text{K}, \text{Cs})\text{LiAlFe}^{2+}_{0.75}\text{Si}_{0.25}[\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{3.5}]\text{O}_{10}\text{F}_2$.

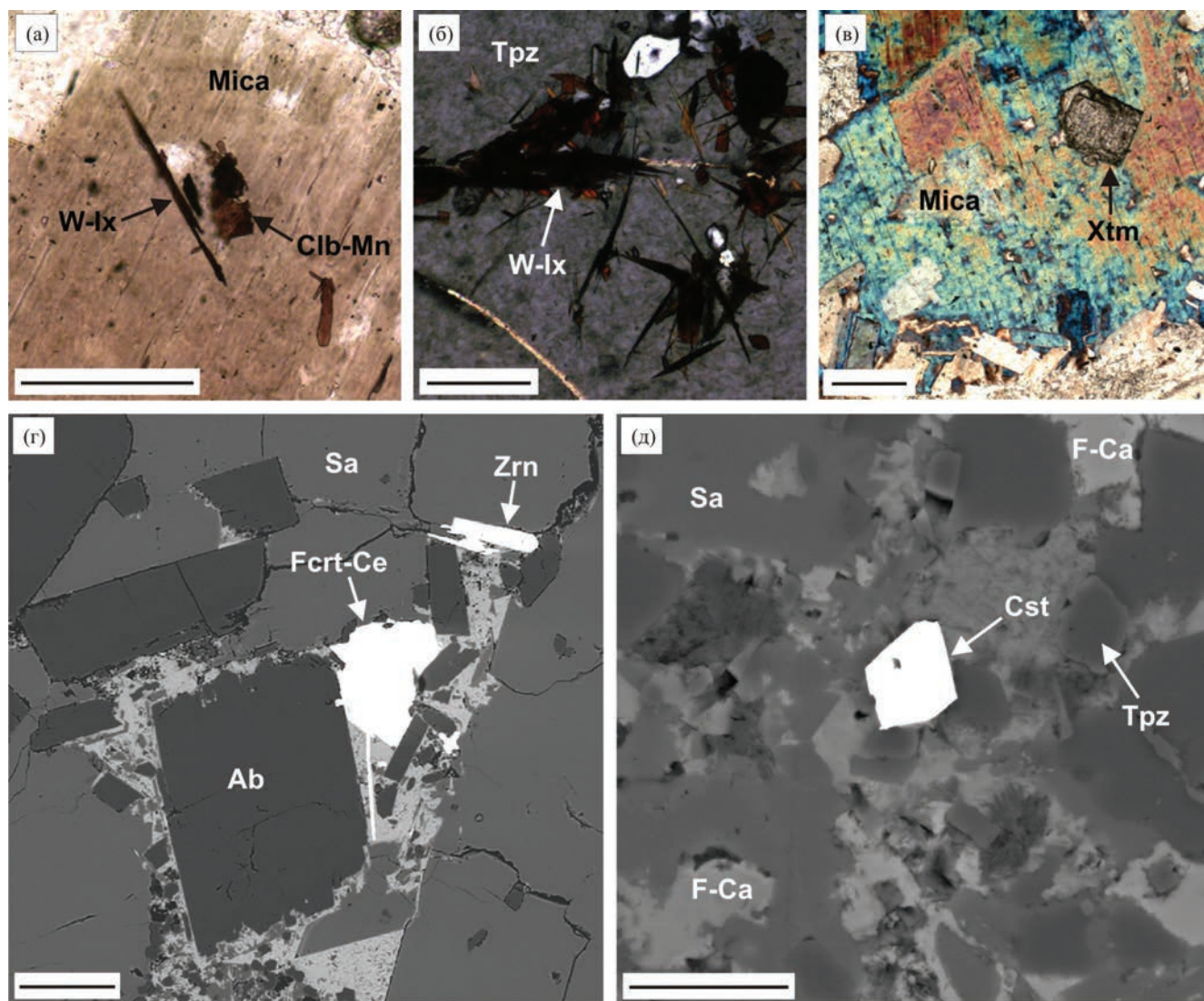


Рис. 17. Акцессорные минералы: (а) — колумбит-(Mn) и вольфрамооксиолит в циннвальдите, обр. АРБ-136; (б) — игольчатые кристаллы вольфрамооксиолита в топазе, обр. АРБ-146; (в) — ксенотим в циннвальдите, обр. АРБ-106; (г) — циркон и флюоцерит-(Ce) в порфировой породе переходного типа, обр. АРБ-353; (д) — касситерит в породе переходного типа, обр. АРБ-131. Длина масштабного отрезка на (а–г) — 100 мкм, на (д) — 20 мкм. *Xtm* — ксенотим, *Fcrt-Ce* — флюоцерит-(Ce), *Cst* — касситерит, остальные обозначения см. на рис. 9, 13 и 14. (а–в) фотографии шлифов, проходящий свет (а) поляризаторы скрещены (б, в), (г, д) — BSE изображения.

Перераспределение REE и Y между расплавами, флюидами, минералами было вызвано жидкостной несмесимостью в онгонитовой магме и автометасоматическими преобразованиями пород массива под воздействием флюидов. После публикаций (Veksler et al., 2005; Перетяжко, Савина, 2010б; Peretyazhko et al., 2020) фторидно-силикатная несмесимость с участием фторидных, в том числе флюоритового, расплавов признается многими исследователями (Huang et al., 2015; Lv et al., 2018; Yang et al., 2018; Shuai et al., 2021 и др.) как наиболее вероятная причина появления тетрад-эффектов М-типа в нормированных REE спектрах

обогащенных фтором гранитоидных пород. Максимальные величины тетрад-эффекта М-типа в первой тетраде и низкое нехондритовое отношение $Y/No < 18$, характерное для порфировых онгонитов массива Ары-Булак (рис. 8, табл. 3) и многих Li-F гранитов, объясняются перераспределением REE между несмесимыми фторидными и силикатными расплавами (Перетяжко, Савина, 2010б). Фторидные расплавы концентрируют в десятки-сотни раз больше REE, чем силикатные (Veksler et al., 2005; Граменицкий, Шекина, 2005; Шекина и др., 2020; Peretyazhko, Savina, 2020; Перетяжко и др., 2020). По всей видимости, это объясняет

наиболее высокую сумму REE в некоторых порфириковых породах переходного типа, содержащих первичную F-Ca фазу (рис. 86). Интенсивное флюидное воздействие на эти и афировые породы привело к увеличению значения Y/No и к снижению концентраций всех REE, особенно из третьей тетрады: на REE спектрах появляется тетрад-эффект W-типа между Gd и Er (рис. 86, 8в). Отметим, что только в порфириковых породах переходного типа на REE спектрах наблюдается минимум Ce. Появление такого минимума может быть вызвано с увеличением фугитивности кислорода, окислением Ce^{3+} до Ce^{4+} и преимущественным относительно других REE перераспределением Ce^{4+} из пород во флюидную фазу. Подобный минимум Ce отмечался нами также в REE спектрах F-Ca фазы из обогащенных флюоритом риолитов в Монголии (Peretyazhko, Savina, 2020; Перетяжко и др., 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены данные изучения геохимии, минерально-фазовых ассоциаций пород массива онгонитов Ары-Булак, составов главных, второстепенных и аксессуарных минералов, F-Ca фазы и образованного из нее флюорита. Пороодообразующими минералами порфириковых онгонитов являются кварц, альбит и санидин, второстепенными — топаз и циннвальдит. Матрикс онгонитов сложен кварц-санидин-альбитовым агрегатом с игольчатыми кристаллами топаза микронных размеров. В порфириковых породах переходного типа и в эндоконтактной афировой зоне интерстиции между минералами матрикса заполняет F-Ca фаза, образованная из флюоритового расплава.

Фторидно-силикатная жидкостная несмешимость в онгонитовой магме и флюидно-магматические процессы привели к перераспределению REE, Y, многих примесных элементов между расплавами, флюидами, минералами и к контрастной смене минерально-фазовых ассоциаций в породах массива. Это объясняет появление тетрад-эффектов M-типа ($T_{1 La-Nd}$, $T_{4 Er-Lu}$) и W-типа ($T_{3 Gd-Ho}$) в нормированных к хондриту REE спектрах пород. Дегазация магматических флюидов через эндоконтактную зону массива сопровождалась кристаллизацией Sr-содержащего прозопита и водосодержащих кальциевых алюмофторидов. По сравнению с онгонитами и порфириковыми породами переходного типа, в афировой зоне содержится больше воды, Sr, Ba, Sn, As, Sb, W, Ta, Zr, Hf, Be, Sc, Ge, но меньше Li, Pb, Zn, Y и REE. В результате воздействия магматических флюидов в обогащенных Ca и F породах, особенно афировой зоны, альбит частично либо полностью замещался F-Ca фазой и каолинитом, а F-Ca фаза перекристаллизовалась в агрегат микрозернистого флюорита стехиометрического состава без примесных элементов. Лейсты

циннвальдита обрастали Rb-Cs слюдой, максимально обогащенные рубидием области которой могут быть новым минералом.

Геохимия пород, особенности слагающих их минерально-фазовых ассоциаций, эволюция составов минералов и F-Ca фазы являются следствием формирования массива Ары-Булак из онгонитовой магмы в ходе флюидно-магматического процесса, осложненного фторидно-силикатной жидкостной несмешимостью с участием флюоритового и других фторидных расплавов, а также магматических флюидов разных типов.

Благодарности. Авторы благодарят Ю.Д. Щербакова и О.Ю. Белозерову (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), оказавших помощь при изучении пород и минералов методом СЭМ ЭДС, а также двух рецензентов за комментарии и предложения, позволившие улучшить стиль текста статьи.

Источники финансирования. Работы выполнены при поддержке программы ФНИ 0284-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // Петрология. 2020. Т. 62. № 1. С. 76–104. <https://doi.org/10.1134/S1075701520010018>
- Антипин В.С., Гайворонский Б.А., Сапожников В.П., Писарская В.А. Онгониты Шерловогорского района (Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 228–232.
- Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов В.А. Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 601–612. <https://doi.org/10.1134/S0869591109060034>
- Алферьева Я.О., Чевычелов В.Ю., Новикова А.С. Экспериментальное исследование условий кристаллизации онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 209–224. <https://doi.org/10.1134/S0869591122020011>
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Давурская. Лист М-50-XIV (Ниж. Цасучей), XX (Соловьевск). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А.В. Куриленко, Н.Г. Ядрищенская, В.В. Карасев и др.; Минприроды России, Роснедра, Забайкалнедра, ОАО “Читагеол-съемка”. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2019.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Поведение редкоземельных элементов и иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // Геохимия. 2005. № 1. С. 45–59. <https://doi.org/10.31857/S001675252004010X>
- Дергачев В.Б. Классификация пород группы онгонита // Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 104–112.
- Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Реликты фторидно-кальциевого (флюоритового) и солевых расплавов в породах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Изв. Томского политех. ун-та.

Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 5. С. 201–214.
doi: 10.18799/24131830/2021/05/3203

Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты – субвулканические аналоги литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 124 с.

Коваленко В.И., Гребенников А.М., Антипин В.С. Онгониты Ары-Булакского массива (Забайкалье) – первая находка субвулканических аналогов редкометалльных литий-фтористых гранитов (“апогранитов”) в СССР // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220. № 5. С. 1169–1171.

Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Rb-Sr – изохронное датирование штока онгонитов Ары-Булак: Восточное Забайкалье // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 3. С. 381–384.

Кузнецов В.А., Андреева И.А., Коваленко В.И. и др. Содержание воды и элементов-примесей в онгонитовом расплаве массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье (данные изучения расплавных включений) // Докл. АН. 2004. Т. 396. № 4. С. 524–529.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.
https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.07.006

Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Гужова А.В. Кристаллизация топаза, альбита, калиевого полевого шпата, слюды и колумбита из онгонитового расплава // Геохимия. 1990. № 8. С. 1200–1205.

Перетяжко И.С. CRYSTAL – прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Зап. ВМО. 1996. № 3. С. 141–148.

Перетяжко И.С. Включения магматических флюидов: P-V-T-X свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 197–221.
https://doi.org/10.1134/S0869591109020052

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010а. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.
https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.09.003

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. 2010б. Т. 18. № 5. С. 536–566.
https://doi.org/10.1134/S086959111005005X

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Признаки жидкостной несмесимости в онгонитовой магме по данным изучения расплавных и флюидных включений в породах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. АН. 2010в. Т. 433. № 5. С. 678–683.
https://doi.org/10.1134/S1028334X10080192

Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. АН. 2007а. Т. 413. № 2. С. 244–250.
https://doi.org/10.1134/S1028334X07020419

Перетяжко И.С., Царева Е.А., Загорский В.Е. Первая находка аномально цезиевых алюмосиликатных расплавов

в онгонитах (по данным изучения расплавных включений) // Докл. АН. 2007б. Т. 413. № 6. С. 791–797.
https://doi.org/10.1134/S1028334X07030324

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1776–1789.
https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.10.009

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И. и др. Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 254–279.
https://doi.org/10.1134/S0869591120030054

Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С. и др. Вулкано-плутонические ассоциации кислых пород в пределах редкометалльных рудных узлов Забайкалья: геохимия пород и расплавов, возраст, P-T условия кристаллизации // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 622–648.
https://doi.org/10.1134/S0869591112060057

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Трошин Ю.П., Гребенникова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983. 181 с.

Шекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О. и др. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. 2020. Т. 65. № 4. С. 343–361.
doi: 10.31857/S001675252004010X

Agangi A., Kamenetsky V.S., Hofmann A. et al. Crystallisation of magmatic topaz and implications for Nb-Ta-W mineralisation in F-rich silicic melts – the Ary-Bulak ongonite massif // Lithos. 2014. V. 202–203. P. 317–330.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.032

Huang F., Wang R.-C., Xie L. et al. Differentiated rare-element mineralization in an ongonite – topazite composite dike at the Xianghualing tin district, Southern China: an electron-microprobe study on the evolution from niobium-tantalum-oxides to cassiterite // Ore Geol. Rev. 2015. V. 65. P. 761–778.
https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.08.008

Lv Z.-H., Zhang H., Tang Y. Lanthanide tetrads with implications for liquid immiscibility in an evolving magmatic-hydrothermal system: evidence from rare earth elements in zircon from the No. 112 pegmatite, Kelumute, Chinese Altai // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 164. P. 9–22.
https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.05.031

McDonough W.E., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Peretyazhko I.S., Savina E.A. Fluoride-calcium (F-Ca) melt in rhyolitic magma: Evidence from fluorite-rich rhyolites of the Nyalga Basin, Central Mongolia // Lithos. 2020. V. 354–355. 105348.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105348

Peretyazhko I.S., Tsareva E.A. Processes of fluid-magmatic crystallization of heterogeneous magma at rock formation of Ary-Bulak ongonite massif, Russia // ACROFI-2 Asian Current Research on Fluid Inclusions. India, Kharagpur, 2008. P. 147–150.

- Shuai X., Li S.-M., Zhu Di-C. *et al.* Tetrad effect of rare earth elements caused by fractional crystallization in high-silica granites: an example from central Tibet // *Lithos*. 2021. V. 384–385. 105968. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.105968>
- Tindle A.G., Webb P.C. Estimation of lithium contents in tri-octahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks // *Eur. J. Mineral.* 1990. V. 2. P. 595–610. <https://doi.org/10.1127/ejm/2/5/0595>
- Tischendorf G., Rieder M., Förster H.-J. *et al.* A new graphical presentation and subdivision of potassium micas // *Mineral. Mag.* 2004. V. 68. P. 649–667. <https://doi.org/10.1180/0026461046840210>
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky M. *et al.* Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 2847–2860. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.08.007>
- Yang Z.-Y., Wang Q., Zhang C. *et al.* Rare earth element tetrad effect and negative Ce anomalies of the granite porphyries in southern Qiangtang Terrane, central Tibet: new insights into the genesis of highly evolved granites // *Lithos*. 2018. V. 312–313. P. 258–273. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.018>

Rocks of the Ary-Bulak Ongonite Massif: Relationship between Geochemical Features, Mineral-Phase Assemblages, and Formation Processes

I. S. Peretyazhko¹, E. A. Savina¹, A. S. Dmitrieva¹

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

The paper reports the study of geochemistry, mineral-phase assemblages of rocks of the Ary-Bulak ongonite massif, compositions of major, minor and accessory minerals (quartz, feldspars, topaz, zinnwaldite, prosopite, rare Ca–Al-fluorides, W-iixiolite, columbite, zircon, cassiterite, and fluorite), fluoride–calcium (F–Ca) phase, and fluorite formed from it. The rock-forming minerals of porphyritic ongonites are quartz, albite and sanidine, and minor minerals are topaz and zinnwaldite. The ongonitic matrix is composed of a quartz–sanidine–albite assemblage with micron-sized needle-shaped topaz crystals. In transitional porphyritic rocks and in the endocontact aphyric zone, the interstices between matrix minerals are filled with a F–Ca phase formed from a F–Ca (fluoritic) stoichiometric melt. Fluoride–silicate liquid immiscibility in ongonitic magma and fluid-magmatic processes led to the redistribution of REE, Y, and many trace elements between melts, fluids, minerals and a contrasting change in mineral-phase assemblages in the rocks. This is associated with the appearance of M-type (T_1 La–Nd, T_4 Er–Lu) and W-type (T_3 Gd–Ho) tetrad effects in the chondrite-normalized REE patterns of rocks. Degassing of magmatic fluids through the endocontact aphyric zone was accompanied by the crystallization of Sr-bearing prosopite and hydrous Ca–Al-fluorides. Aphyric rocks, compared to porphyritic ongonites and porphyritic transitional rocks, are enriched in H₂O, Sr, Ba, Rb, Sn, W, Ta, Be, Zr, Hf, Sb, As, Sc, but contain less Li, Pb, Zn, Y and REE. During the effect of magmatic fluids on rocks enriched in Ca and F, especially in the endocontact aphyric zone, albite was partially or completely replaced by the F–Ca phase and kaolinite, and the F–Ca phase recrystallized into aggregates of micron-sized grains of stoichiometric fluorite without trace elements. Rb–Cs mica also crystallized in the rim of zinnwaldite laths, the zones of which maximally enriched in rubidium with the cation relation $Rb > K > Cs$ may be a new mineral. The geochemistry of the rocks, the features of their mineral-phase assemblages, the compositional evolution of the minerals and the F–Ca phase are a consequence of the formation of the Ary-Bulak massif from ongonitic magma during a fluid-magmatic process complicated by fluoride–silicate liquid immiscibility with the participation of fluoritic and other fluoride melts, as well as magmatic fluids of *P–Q* and the first types.

Keywords: Ary-Bulak ongonite massif, fluoride–calcium (F–Ca) phase, fluoritic melt, fluoride–silicate liquid immiscibility, magmatic fluids of *P–Q* and first types, rock geochemistry, mineral-phase assemblages

УДК 552.3

МАЛОЗАДОЙСКИЙ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОНОРИТОВЫЙ МАССИВ: МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ОЦЕНКА ИНДИКАТОРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ИСХОДНОГО РАСПЛАВА

© 2024 г. А. В. Лавренчук^{а, *}, Д. П. Гладкочуб^б, О. М. Туркина^а, А. С. Мехоношин^а,
Я. Ю. Шелепов^а

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^бИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

^сИнститут геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: alavr@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 12.06.2023 г.

После доработки 16.10.2023 г.

Принята к публикации 12.01.2024 г.

В результате модельных расчетов получены оценки составов расплавов в процессе фракционной кристаллизации, отвечающей формированию пород Малозадойского массива, расположенного в Иркутском блоке Шарыжалгайского выступа на юго-западе Сибирского кратона. Показано, что габбронориты массива комагматичны плагиоперидотитам и оливиновым габброноритам. Полученные оценки состава модельных расплавов использованы для реконструкции состава мантийного источника исходной магмы. На основании геохимических характеристик расплавов предполагается, что исходный расплав для Малозадойского массива образовался при плавлении обогащенного мантийного источника, что согласуется с изотопными данными, предполагающими снижение значения Sm/Nd в архейское время. Таким источником могла быть деплетированная литосферная мантия, метасоматизированная кислыми расплавами из пород субдуцирующей океанической плиты.

Ключевые слова: габбронориты, плагиоперидотиты, фракционная кристаллизация, исходный расплав, мантийный источник

DOI: 10.31857/S0869590324030042 **EDN:** DANUVY

ВВЕДЕНИЕ

Ассоциации магматических пород основного состава, наряду с перидотитовыми ксенолитами, служат главным источником информации о составе мантии. В случае базальтов для оценки геохимических параметров их мантийных источников используются отношения несовместимых редких элементов с близкими и низкими коэффициентами распределения, относительно слабо фракционирующих между собой при плавлении (Hofmann, 1997). Ключевой для суждения о характере мантийного источника является информация о геохимических параметрах исходного расплава. При этом для базальтов и их субвулканических аналогов, чтобы минимизировать влияние фракционной кристаллизации для геохимического анализа, выбираются наиболее магнезиальные разности, потенциально производящиеся оценка состава последнего в предположении о фракционировании одной кристаллизующейся

фазы — оливина (например, Ciborowski et al., 2014, 2017). Для этого используется программа Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011) или алгоритм PRIMELT3 (Herzberg, Asimov, 2015), моделирующие добавку оливина с последовательным приближением к составу расплава, который может быть равновесен с мантийными перидотитами.

В отличие от вулканических и субвулканических пород плутонические разности представляют собой совокупность кумулятивных минеральных фаз и интеркумуляусного расплава, отвечающих различным температурным интервалам кристаллизации. Поскольку валовый состав таких пород не отвечает составу исходного расплава, то оценка ключевых параметров этого расплава, а тем более его мантийного источника, представляет собой нетривиальную задачу.

В настоящей работе сделана попытка проследить изменение состава расплавов в равновесии с серией плутонических пород от

плагиоперидотитов до габброноритов с целью получить оценки индикаторных редкоэлементных отношений для в различной степени эволюционировавших расплавов и кристаллизатов и наложить геохимические ограничения на характер мантийного источника. Объектом исследования послужили породы палеопротерозойского Малозадойского массива, прорывающего высокометаморфизованные архейские образования Иркутского блока Шарыжалгайского выступа на юго-западе Сибирского кратона (рис. 1). В связи с тем, что этот массив сложен рядом пород от перидотитов до габброноритов с диапазоном $Mg\# = 84-70$, целью работы было обоснование их комагматичности, т.е. кристаллизации при различных температурах на разных стадиях эволюции одного исходного расплава. Интерес к данному объекту обусловлен также тем, что породы Малозадойского массива характеризуются высокими концентрациями некогерентных редких элементов и крайне низкими величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, что свидетельствует в пользу долгоживущего обогащенного мантийного источника. Для подтверждения данной гипотезы была сделана оценка геохимических параметров расплава, из которого происходила кристаллизация пород Малозадойского массива, и его возможного мантийного источника.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание главных и редких элементов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ по методике (Николаева и др., 2008). На стадии химической подготовки образцов использовали сплавление с особо чистым метаборатом лития при 1050°C в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5% HNO_3 и добавляли следовые количества HF, что необходимо для корректного определения высокочarged элементов. Сплавление при высокой температуре обеспечивает разложение практически всех наиболее трудновскрываемых минералов, которые могут быть концентраторами редкоземельных и высокочarged элементов, а повышение кислотности и добавки HF в качестве комплексообразователя стабилизируют эти растворы и минимизируют потери высокочarged элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. Пределы обнаружения редкоземельных и высокочarged элементов составляли

от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2–5 отн. %.

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведено методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки TRITON Plus в ЦКП “Геоаналитик” Института геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в статическом режиме по методике, описанной в работе (Аникина и др., 2018). Холостное внутрилабораторное загрязнение составило 0.07 нг для Sm и 0.4 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 1\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$ (2σ) (см. ниже табл. 2). Измеренные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNdi-1, за период исследования средневзвешенное значение ($N = 16$) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составило 0.512109 ± 6 (2σ). Величина ϵ_{Nd} определена относительно CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$) (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД МАЛОЗАДОЙСКОГО МАССИВА

Малозадойский перидотит-габброноритовый массив расположен на юго-западе Иркутского гранулитогнейсового блока в междуречье Тойсука и Китоя (рис. 1). Иркутский блок занимает юго-восточную часть Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы (рис. 16). Этот блок сложен преимущественно архейскими высокометаморфизованными породами двух ассоциаций. Первая включает неоархейские (2.70–2.66 млрд лет) двупироксеновые и амфибол-пироксеновые мафические гранулиты и ортопироксен-биотитовые кислые гранулиты с редкими реликтами палеоархейских (~3.4 млрд лет) ортопироксенсодержащих гранулитов среднего состава, протолиты которых отвечают магматическим породам (Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011; Turkina et al., 2012; Туркина, 2022). Ко второй ассоциации относятся неоархейские (~2.75 млрд лет) ортопироксен-силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовые парагнейсы, в различной степени мигматизированные, образующие пластины, чередующиеся с мафическими и кислыми гранулитами на юго-западе и в центральной части Иркутского блока (Туркина и др., 2017). Породы обеих ассоциаций инъецированы разномасштабными жильными телами деформированных и гнейсовидных неоархейских гранитоидов.

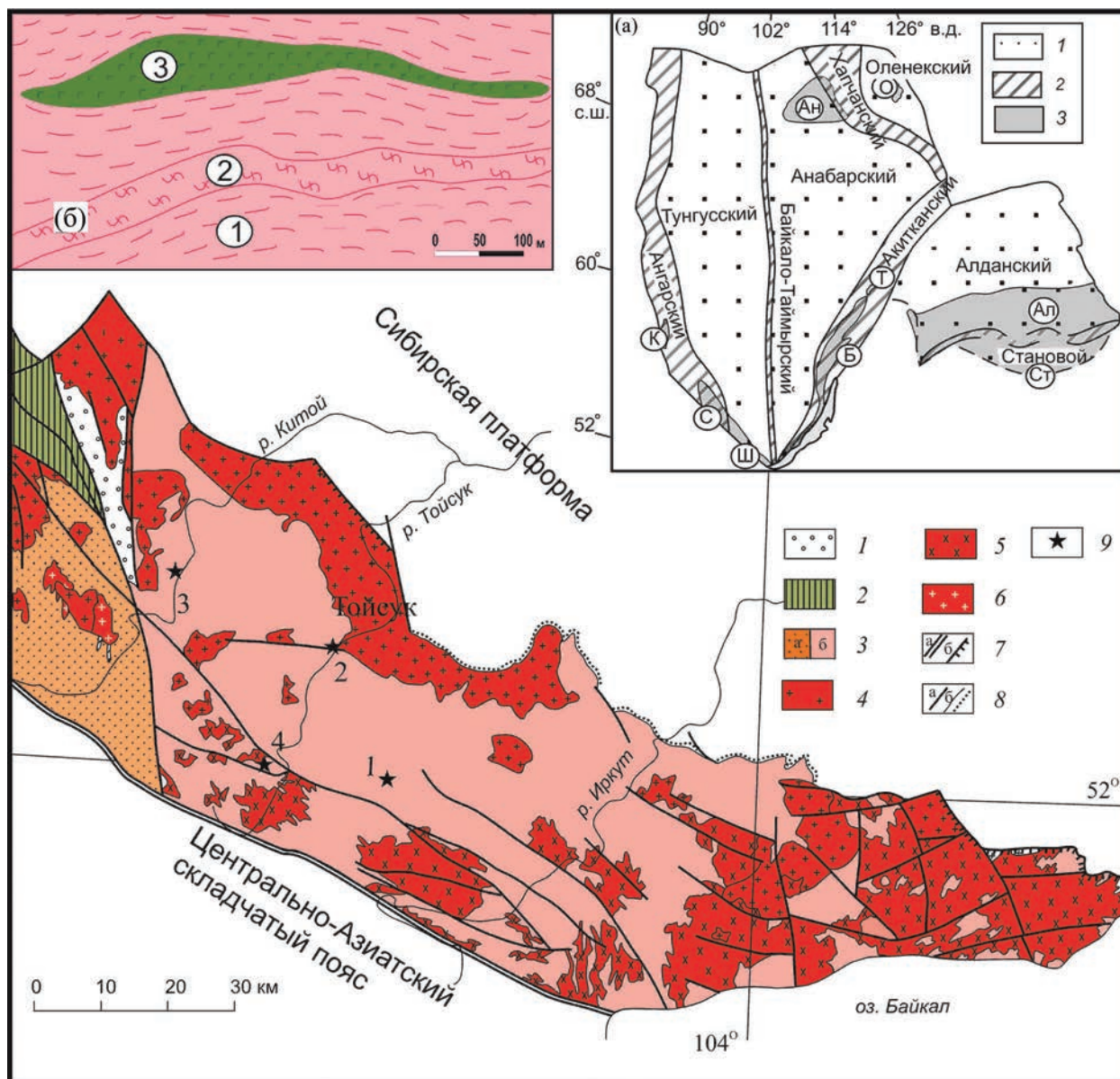


Рис. 1. Геологическая схема восточной части Шарыжалгайского выступа.

1 – палеопротерозойские отложения; 2 – мезоархейские метаосадочно-вулканогенные отложения Онотского ЗКП; 3 – архейские гранулитогнейсовые комплексы Китойского (а) и Иркутского (б) блоков; 4 – палеопротерозойские гранитоиды; 5 – архей-палеопротерозойские гранитоиды нерасчлененные; 6 – архейские гранитоиды; 7 – тектонические границы: (а) – разломы, (б) – надвиги; 8 – геологические границы (а), границы несогласного залегания (б), 9 – проявления палеопротерозойского мафического магматизма: 1 – Полуденный массив, 2 – мафические включения и дайка в приконтактной зоне Тойсукского массива, 3 – Китойский дайковый рой, 4 – Малозадойский массив. На врезке (а). Главные тектонические элементы Сибирского кратона. 1 – супертеррейны, 2 – палеопротерозойские орогенные пояса, 3 – выступы фундамента: Ал – Алданский, Ст – Становой, О – Оленекский, Ан – Анабарский, К – Канский, С – Саянский, Ш – Шарыжалгайский, Б – Байкальский, Т – Тонодский, по (Donskaya, 2020) с изменениями. На врезке (б). Геологическая схема Малозадойского массива. 1 – двупироксеновые сланцы, 2 – гнейсы, 3 – плагиооперидотиты и габброиды Малозадойского массива.

Для Малозадойского массива вмещающими являются архейские основные двупироксеновые и кислые гранулиты, инъецированные гнейсовидными биотитовыми гранитоидами. Этот массив представляет собой вытянутое в плане интрузивное

тело видимого размера $800 \times (75-25)$ м, мощность которого по данным бурения достигает 240 м (рис. 1а). Массив опробован по керну скважин. Он сложен переслаивающимися оливковыми габбро-норитами и плагиооперидотитами (мощность слоев

10–20 см) с ритмичным изменением содержаний как петрогенных (MgO от 30 до 18.5 мас. %), так и редких элементов – Ni, Cr, Co и Cu. Возраст пород определен по бадделеиту из оливинового габбронорита и составляет 1863 ± 1 млн лет (Мехоношин и др., 2016).

В строении массива выделено четыре (от 5 до 10 м) рудные зоны, обогащенные сульфидами. Согласно (Мехоношин и др., 2016), рудные горизонты представлены вкрапленными и густо вкрапленными сульфидными рудами. Главные сульфидные минералы – это пирротин и пентландит, находящиеся в соотношении 3 : 1. Халькопирит встречается значительно реже и приурочен к периферическим частям пентландит-пирротиновых сростков. Сульфидные парагенезисы тесно ассоциируют с агрегатами флогопита. Минералы ЭПГ (элементов платиновой группы) по составу отвечают теллуридам палладия, суммарное содержание ЭПГ во вкрапленных рудах достигает 100 мг/т, а в густо вкрапленных – 550 мг/т (Мехоношин и др., 2016).

Плагіоперидотиты располагаются в основании ритмов, микроструктура пород кумулятивная, иногда пойкилитовая. Главным минералом является оливин, который в процессе кристаллизации меняет свой состав от 11 до 20% фаялитовой составляющей, второстепенные минералы – флогопит, ильменит и хромшпинелид.

Плагіоперидотиты в составе ритма постепенно переходят в **оливиновые габбронориты** – это мелкозернистые породы с полосчатой текстурой и габбровой, переходящей в пойкилитовую, микроструктурой. Главными минералами являются оливин (до 20%), ортопироксен (20–30%), плагиоклаз (10–25%), клинопироксен (около 20%). Акцессорные минералы представлены апатитом; рудные – ильменит, магнетит, пирит, пентландит, пирротин, халькопирит. Оливин и пироксены подвержены вторичным изменениям с замещением хлоритом и тальком, клинопироксен замещается амфиболом.

Габбронориты это мелкозернистые породы с пойкилитовой структурой. Они сложены плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном, биотитом и щелочным полевым шпатом. Плагиоклаз (25–28%) образует пойкилитовые кристаллы до 10 мм с антипертидами. Идиоморфные и субидиоморфные кристаллы ортопироксена (40–50%) до 4 мм в длину с резким плеохроизмом имеют структуры распада твердого раствора в виде тонких ламелей рудного минерала. Клинопироксен (~15%) представлен субидиоморфными кристаллами со структурами распада в виде ламелей рудного минерала. В интерстициях кристаллов пироксена расположены ксеноморфные выделения флогопита (4%), щелочного полевого шпата (2–5%) и кварца (3–5%). Амфибол, содержание которого не превышает 1%, приурочен к зернам пироксена.

Акцессорные минералы представлены обильными крупными длиннопризматическими кристаллами апатита (около 1%) и ильменитом.

Ортопироксен из габброноритов имеет $Mg\# = 68–72$, содержание кальциевого компонента составляет 1–6%, что предполагает наличие наряду с ортопироксеном пижонита. Клинопироксен представлен высокомагнезиальными разновидностями с $Mg\# = 72–82$ и по составу отвечает преимущественно авгиту, реже диопсиду, содержание кальциевого компонента варьирует от 39–43 до 47–48%, редко встречаются разновидности с низким содержанием (24–27%) кальциевого компонента, отвечающие субкальциевому авгиту. Плагиоклаз характеризуется содержанием An 50–54%, антипертитовые вроски представлены щелочным полевым шпатом с содержанием Ab -компонента 5–15%. В щелочном полевошпатовом поле в основной массе содержание Ab -компонента составляет 9–15%. Слюда с $Mg\# = 0.8–0.83$ отвечает флогопиту и характеризуется высоким содержанием TiO_2 (5.3–6.2 мас. %).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАЛОЗАДОЙСКОГО МАССИВА

Плагіоперидотиты ($SiO_2 = 45.7–46.5$ мас. %) имеют максимальную магнезиальность ($MgO = 27.9–30.0$ мас. %, $Mg\# = 82–78$) и относительно обеднены TiO_2 (0.22–0.27 мас. %) и P_2O_5 (0.09–0.12 мас. %) при повышенном содержании K_2O (0.48–0.53 мас. %). Габбронориты характеризуются содержанием SiO_2 от 46 до 52 мас. % и высокой магнезиальностью ($MgO = 18.5–24.0$ мас. %, $Mg\# = 84–70$), пониженными концентрациями TiO_2 (0.34–0.88 мас. %), P_2O_5 (0.10–0.26 мас. %) и повышенной K_2O (0.35–0.90 мас. %) (табл. 1, рис. 2). В ряду плагіоперидотиты–габбронориты при снижении магнезиальности происходит рост концентраций TiO_2 и P_2O_5 при практически постоянном содержании щелочей (рис. 2), максимальные концентрации Al_2O_3 и CaO наблюдаются в оливиновых габброноритах. Увеличение содержания TiO_2 сопровождается ростом концентраций некогерентных, прежде всего высокочarged элементов: Nb и Zr (рис. 3).

Все породы имеют фракционированные спектры РЗЭ с повышенными значениями $(La/Sm)_n = 2.5–4.2$ и $(La/Yb)_n = 6.6–13.9$ (рис. 3, 4а). Характерная черта всех пород – повышенное значение $(Gd/Yb)_n = 1.5–2.2$. Спектры габброноритов имеют слабый Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.73–0.98$). Мультиэлементные спектры демонстрируют резкие минимумы по Nb и Ti и максимум по Sr (рис. 4б). Обоedнение Nb относительно легких РЗЭ не обнаруживает зависимости от степени их фракционирования, выраженной через $Mg\#$, а величины $(Nb/La)_{pm}$ и $(La/Sm)_n$ имеют узкий диапазон вариаций, что характерно для процесса фракционной кристаллизации (рис. 3).

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в породах Малозадойского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	89-385	89-386	89-387	93-85	93-86	93-83	89-413	1931	1932	1933
SiO ₂	46.46	45.68	48.33	46.25	48.51	51.53	49.73	52.29	52.22	52.16
TiO ₂	0.27	0.22	0.34	0.45	0.27	0.77	0.43	0.84	0.88	0.79
Al ₂ O ₃	6.9	6.2	7.85	7.88	8.0	7.64	7.52	6.68	6.47	6.82
Fe ₂ O ₃ *	10.42	10.92	9.53	12.62	10.73	10.97	10.84	15.23	15.68	15.28
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.17	0.16	0.22	0.23	0.23
MgO	27.9	30	21.86	22.94	24.03	20.37	23.00	18.8	18.51	18.58
CaO	4.9	4.9	8.9	6.24	5.63	4.02	4.55	3.64	3.56	3.58
Na ₂ O	0.73	0.65	0.82	0.9	0.86	1.18	0.77	0.89	0.88	0.99
K ₂ O	0.53	0.48	0.39	0.35	0.37	0.90	0.50	0.64	0.68	0.57
P ₂ O ₅	0.09	0.12	0.1	0.2	0.09	0.23	0.10	0.23	0.26	0.2
П.п.п.	0.7	0.58	1.62	2.54	0.91	1.29	1.53	0.85	0.91	0.99
Сумма	99.05	99.9	99.89	100.5	99.55	99.75	99.67	99.99	99.81	99.84
Th	1.50	1.33	1.10	2.23	2.22	2.4	1.13	2.3	2.7	2.0
Rb	9.70	10.5	10.5	14.8	14.2	37	13.2	15.7	18.3	13.5
Ba	212	160	165	327	311	556	285	443	456	415
Sr	158	87	174	164	165	267	231	196	201	205
La	10.90	8.50	10.70	18.70	17.40	30	13.6	20	23	18.1
Ce	23.00	18.00	24.00	37.00	38.00	60	28	43	48	39
Pr	2.75	2.20	3.06	4.40	4.36	7.2	3.5	5.1	5.9	4.8
Nd	11.27	9.01	13.35	17.18	17.21	28	14.4	21	23	18.1
Sm	2.00	1.70	2.70	2.80	2.90	5.2	2.9	3.5	4.3	3.6
Eu	0.62	0.46	0.74	0.78	0.80	1.29	0.74	0.86	0.94	0.82
Gd	1.60	1.30	2.30	1.90	2.00	4.4	2.4	3.1	3.4	2.7
Tb	0.26	0.20	0.35	0.31	0.32	0.67	0.37	0.45	0.48	0.38
Dy	1.30	1.10	2.00	1.50	1.50	3.7	2.1	2.3	2.6	2.3
Ho	0.27	0.22	0.40	0.30	0.32	0.75	0.43	0.47	0.53	0.44
Er	0.79	0.66	1.14	0.84	0.93	2.1	1.23	1.34	1.37	1.16
Tm	0.12	0.10	0.17	0.14	0.14	0.32	0.18	0.21	0.20	0.18
Yb	0.83	0.71	1.10	0.91	0.91	2.0	1.20	1.36	1.28	1.16
Lu	0.14	0.11	0.17	0.15	0.15	0.30	0.17	0.21	0.19	0.18
Zr	37	33	45	53	46	107	45	65	77	59
Hf	1.04	0.90	1.35	1.39	1.23	2.6	1.14	1.60	1.79	1.38
Ta	0.10	0.08	0.12	0.13	0.12	0.42	0.15	0.22	0.23	0.20
Nb	1.6	1.3	1.9	2.2	2.1	5.7	2.6	3.6	4.3	3.3
Y	6.47	5.25	9.32	7.16	7.42	22	12.6	14.3	16.3	14.0
Cr	—	—	—	—	—	3517	2573	2387	2226	2243
Ni	—	—	—	—	—	910	1080	408	403	385
Co	—	—	—	—	—	75	86	86	87	83
V	—	—	—	—	—	137	116	216	234	220
Mg#	84	84	82	78	82	79	81	71	70	71
(La/Sm) _n	3.4	3.1	2.5	4.2	3.8	3.7	3.0	3.6	3.4	3.2
(Gd/Yb) _n	1.6	1.5	1.7	1.7	1.8	1.8	1.6	1.8	2.2	1.9
Nb/Nb*	0.14	0.14	0.20	0.12	0.12	0.24	0.24	0.19	0.19	0.20
(Nb/Y) _{pm}	1.5	1.5	1.3	1.9	1.8	1.7	1.3	1.6	1.6	1.5

Примечание. 1, 2 – плагиоперидотиты, 3–7 – оливиновые габбронориты, 8–10 – габбронориты. Прочерк – нет данных.
Mg# = Mg/(Mg+Fe)_{ат.}, Nb/Nb* = Nb_{PM}/√(Th_{PM} × La_{PM}).

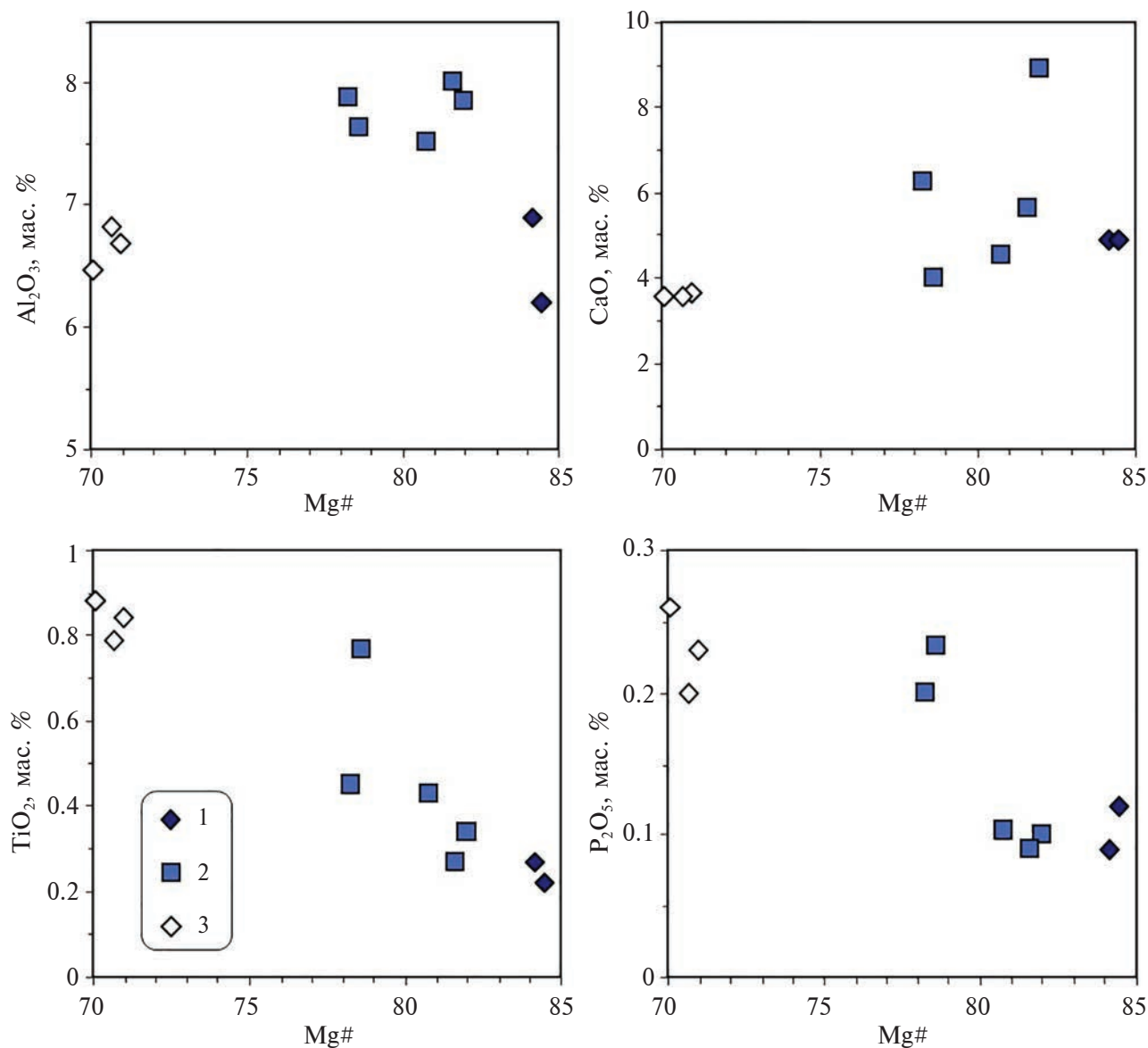


Рис. 2. Вариационные диаграммы петрогенных элементов для пород Малозадойского массива. 1 – плагиоперидотиты, 2 – оливиновые габбронориты, 3 – габбронориты.

Оливиновые габбронориты и габбронориты Малозадойского массива характеризуются низким значением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \sim 0.11$ и узким диапазоном $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от -6.9 до -7.4 (табл. 2). Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ не обнаруживают корреляции с Mg# и другими геохимическими параметрами. Отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ предполагают долгоживущий обогащенный мантийный источник или контаминацию древним коровым материалом. По величине $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ габбронориты сходны с породами других палеопротерозойских базитовых комплексов Иркутского блока, имеющими диапазон $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от -6.5 до -9.6 (Туркина и др., 2023; Туркина, Изох, 2023).

МОДЕЛИРОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД МАЛОЗАДОЙСКОГО МАССИВА

Для обоснования комагматичности плагиоперидотитов, оливиновых габброноритов и габброноритов, а также для оценки состава исходного расплава был использован метод, схема которого детально описана в (Лавренчук и др., 2019). Метод основан на моделировании равновесной кристаллизации расплавов пород с последующим поиском точек пересечения линий эволюции состава расплавов в координатах состав–температура; по постановке задачи такой подход является развитием метода геохимической термометрии (Френкель и др., 1987; Френкель и др., 1988; Арискин, Бармина, 2000). Модельные

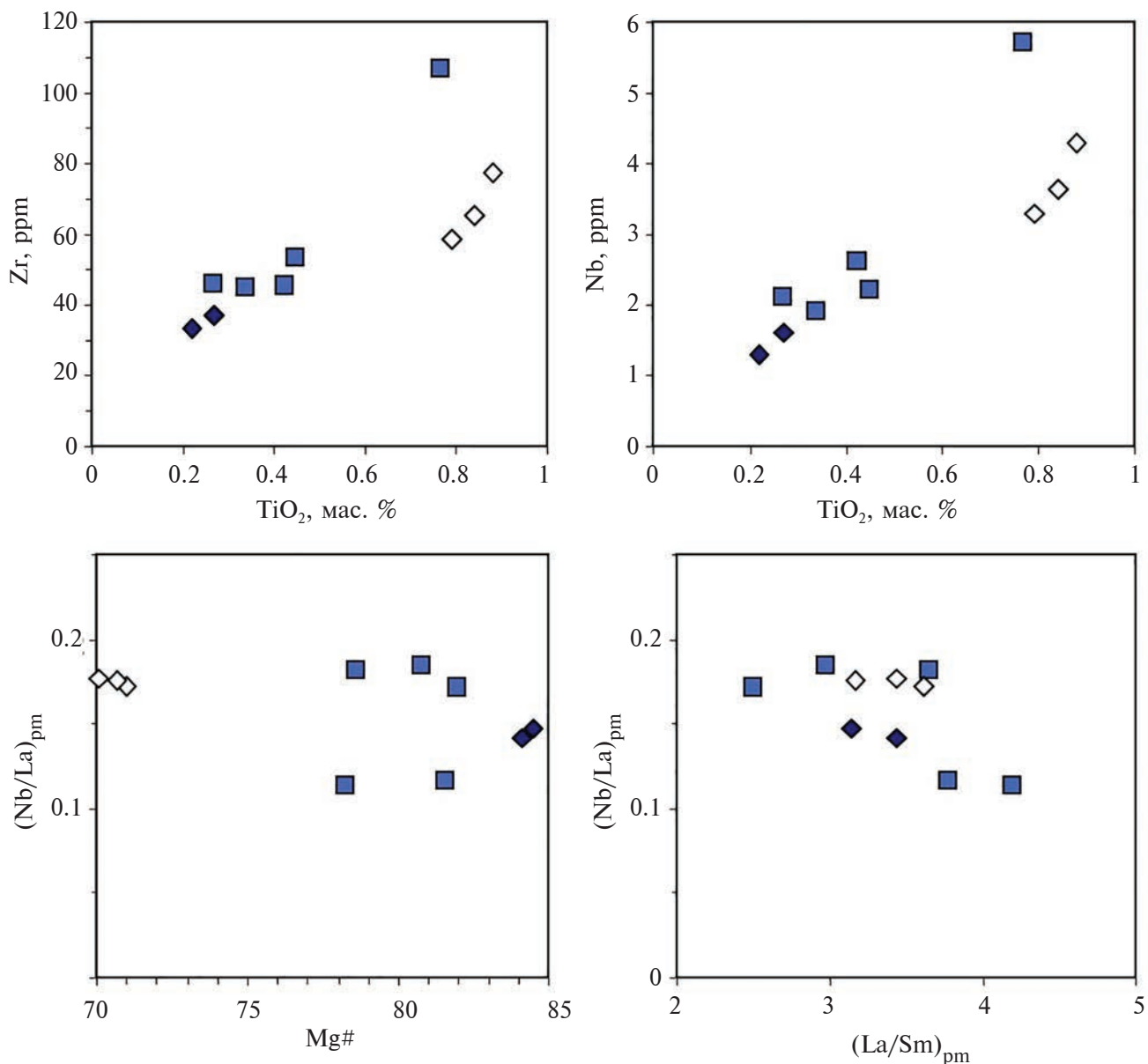


Рис. 3. Распределение редких элементов в породах Малозадойского массива. Условные обозначение см. рис. 2.

расчеты траекторий изменения состава расплавов при равновесной и фракционной кристаллизации проведены в программе MELTS (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998) с интерфейсом alphaMELTS (Antoshechkina, Asimow, 2010). Термометрические расчеты проводились в безводных и водосодержащих условиях при 2–5 кбар и активности кислорода в интервале от QFM-0.5 до QFM+1.5 (в единицах $\lg f\text{O}_2$). Поиск области наиболее компактного сгущения модельных траекторий проводился с использованием оригинальных алгоритмов оптимизации, реализованных в программе Mathematica производства компании Wolfram Research. При этом установлено, что наилучшее совпадение траекторий

кристаллизации наблюдается при 2.5 кбар (что согласуется с мелкозернистой структурой габброноритов, формирующихся на небольшой глубине при быстром охлаждении) и активности кислорода на уровне буфера QFM+0.5; содержание воды в модельных расплавах подбиралось для каждой точки пересечения отдельно (табл. 3).

Для восстановления состава наиболее примитивного расплава были использованы две пробы плагиоидотитов (89-385 и 89-386) и две пробы оливиновых габброноритов (89-387 и 93-86, позиция А на рис. 5, табл. 3). При равновесной кристаллизации траектории составов расплавов сближаются при $T = 1177^\circ\text{C}$ (позиция В на рис. 5, табл. 3), средний

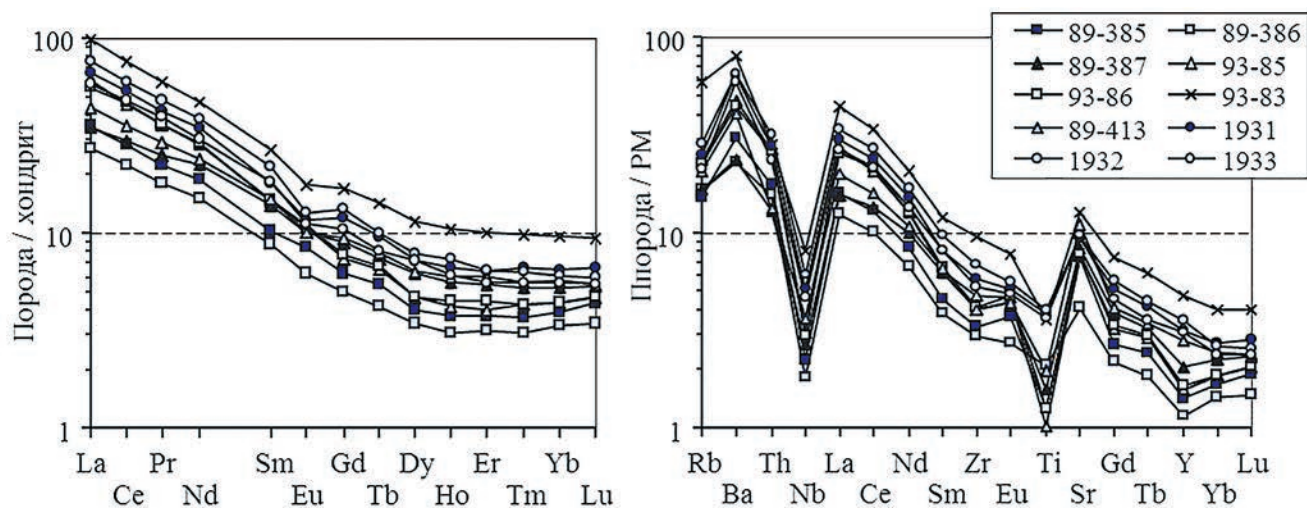


Рис. 4. Редкоземельные (нормировано по (Boynnton, 1984)) и мультиэлементные (нормировано по (Sun, McDonough, 1989)) спектры пород Малозадойского массива.

состав F1 отвечает расплаву в камере на момент образования кумулатов, состоящих из оливина (21–49 об. %), ортопироксена (9–30 об. %), клинопироксена (7–29 об. %) и полевого шпата (до 3 об. %). Содержание воды в расплаве составляет 0.83 мас. %.

Тренд изменения состава расплава в процессе консолидации крупных габброидных массивов практически совпадает с трендом фракционной кристаллизации (Коптев-Дворников и др., 1979; Френкель и др., 1985; Федотов, 2011). В этом случае составы расплавов на момент образования более поздних кумулатов должны соответствовать тренду фракционной кристаллизации расплава, равновесного с ранними кумулатами. Если габбронориты Малозадойского массива действительно являются комагматами плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов, т.е. более поздними дериватами, то тренды составов равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих составу габброноритов, должны пересечься с трендом фракционной кристаллизации расплава, из которого образовались плагиоперидотиты и оливиновые габбронориты.

Для проверки гипотезы комагматичности были использованы составы трех проб габброноритов

(1931, 1932 и 1933). Траектории равновесной кристаллизации расплавов габброноритов пересекаются с трендом фракционной кристаллизации расплава F1 в камере в узком температурном интервале 1022–1024°C (позиция D на рис. 5, табл. 3), содержание воды в расплаве 2.24 мас. %, что объясняет развитие амфибола в габброноритах на постсолидусной стадии развития. Степень кристалличности модельных кумулатов составляет 73–77 об. %, основными кристаллизующимися фазами являются ортопироксен (65–67 об. %) и плагиоклаз (2.5–7.0 об. %), клинопироксен присутствует в подчиненных количествах 2.0–3.5%, рудные минералы и апатит – в аксессуарных количествах. Эти оценки близки таковым для минерального состава габброноритов (минеральный состав габброноритов см. выше), различие объясняется тем, что финальный состав породы образуется при кристаллизации 23–27% интеркумулусного расплава. Таким образом, модельный минеральный состав согласуется с наблюдаемым. Пересечение трендов составов расплавов позволяет заключить, что габбронориты действительно являются поздними дериватами расплава, из которого образовались плагиоперидотиты и оливиновые габбронориты. Кроме того, такое пересечение

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для габброноритов Малозадойского массива

Номер образца	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
93-83	4.5	24.3	0.1112	0.511210 ± 4	–7.4
1932	4.9	27.7	0.1074	0.511190 ± 7	–6.9
1933	3.8	21.3	0.1075	0.511188 ± 6	–7.0
1931	4.3	24.5	0.1072	0.511183 ± 6	–7.0

Примечание. Для расчета $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ принят возраст 1.86 млрд лет.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) пород Малозадойского массива и их модельных расплавов

Номер образца	Поз.*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O**
Валовый состав проб плагиперидотитов и оливиновых габброноритов													
89-385	A	47.55	0.28	7.06	1.46	8.29	0.15	28.56	5.02	0.75	0.54	0.09	0.26
89-386	A	46.33	0.22	6.29	1.51	8.61	0.15	30.42	4.97	0.66	0.49	0.12	0.23
89-387	A	49.46	0.35	8.03	1.49	7.44	0.15	22.37	9.11	0.84	0.40	0.10	0.25
93-86	A	49.52	0.28	8.17	1.51	8.50	0.15	24.53	5.75	0.88	0.38	0.09	0.26
Состав равновесного расплава при 1177°С													
89-385-1177	B	53.20	0.77	19.44	0.98	4.23	0.14	6.27	9.78	2.32	1.74	0.30	0.83
89-386-1177	B	53.09	0.69	19.41	0.97	4.16	0.12	6.30	9.96	2.28	1.74	0.44	0.83
89-387-1177	B	52.52	0.82	18.93	1.16	5.06	0.21	6.43	9.93	2.49	1.30	0.33	0.83
93-86-1177	B	52.30	0.74	18.77	1.27	5.60	0.19	6.41	9.83	2.56	1.21	0.30	0.83
Средний состав расплава													
F1	B	52.78	0.76	19.14	1.10	4.76	0.16	6.35	9.87	2.41	1.50	0.34	0.83
Валовый состав проб габброноритов													
1931	C	53.07	0.85	6.78	1.94	12.17	0.22	19.08	3.69	0.90	0.65	0.23	0.41
1932	C	53.04	0.89	6.57	1.99	12.54	0.23	18.80	3.62	0.89	0.69	0.26	0.46
1933	C	53.09	0.80	6.94	1.95	12.24	0.23	18.91	3.64	1.01	0.58	0.20	0.39
Состав равновесного расплава и расплава в камере при 1022°С													
1931-1022	D	57.64	1.72	17.47	0.95	3.52	1.17	1.80	5.57	3.65	3.32	1.00	2.21
1932-1022	D	57.92	1.75	17.32	0.95	3.55	1.10	1.78	5.64	3.57	3.22	1.00	2.21
1933-1022	D	57.72	1.72	17.15	0.97	3.60	1.30	1.81	5.56	3.87	3.08	1.00	2.21
F1-1022	D	58.52	1.22	17.61	1.00	3.69	0.44	1.60	5.28	3.65	3.82	0.92	2.24

*Позиция соответствует таковой на рис. 5, **содержание воды в системе подбиралось до совпадения ее содержания в модельных расплавах.

свидетельствует в пользу реалистичности оценки состава наиболее примитивного расплава.

Проверить корректность построенной модели можно с использованием данных по содержаниям в породах редких элементов. Используя данные о температуре и фазовом составе пород на момент формирования кумулатов (плагиперидотитов, оливиновых габброноритов и габброноритов), содержания редких элементов в исследованных породах и величины их коэффициентов распределения между расплавом и породообразующими минералами, можно оценить редкоэлементный состав расплава на момент образования кумулатов. Кроме того, зная содержание компонентов в расплаве и пропорции кристаллизующихся минералов в процессе фракционной кристаллизации, можно оценить содержание компонентов в расплаве при любой более поздней степени фракционирования. Как и в случае петрогенных компонентов, редкоэлементные составы расплавов при равновесной кристаллизации габброноритов, образовавшихся на поздних стадиях развития камеры, должны соответствовать составу расплава фракционной кристаллизации в камере

при температуре, полученной ранее методом геохимической термометрии.

При моделировании использовались коэффициенты распределения редких элементов между минералами и расплавом, реализованные в программе MELTS. Оценка редкоэлементного состава расплава F1 на момент образования плагиперидотитов и оливиновых габброноритов при 1177°С получена по тем же пробам, что и оценки содержаний главных компонентов (табл. 4), как среднее из четырех составов. Далее проведены модельные оценки содержаний редких элементов во фракционирующем расплаве при температурах сближения составов расплавов, определенных по главным компонентам. Такой расчет показал хорошее соответствие содержаний компонентов в расплавах равновесной кристаллизации габброноритов составам расплавов фракционной кристаллизации расплава F1, находившегося в равновесии с плагиперидотитами и оливиновыми габброноритами (рис. 6, табл. 4). Таким образом, результаты моделирования редкоэлементного состава расплавов подтвердили гипотезу о комагматичности габброноритов

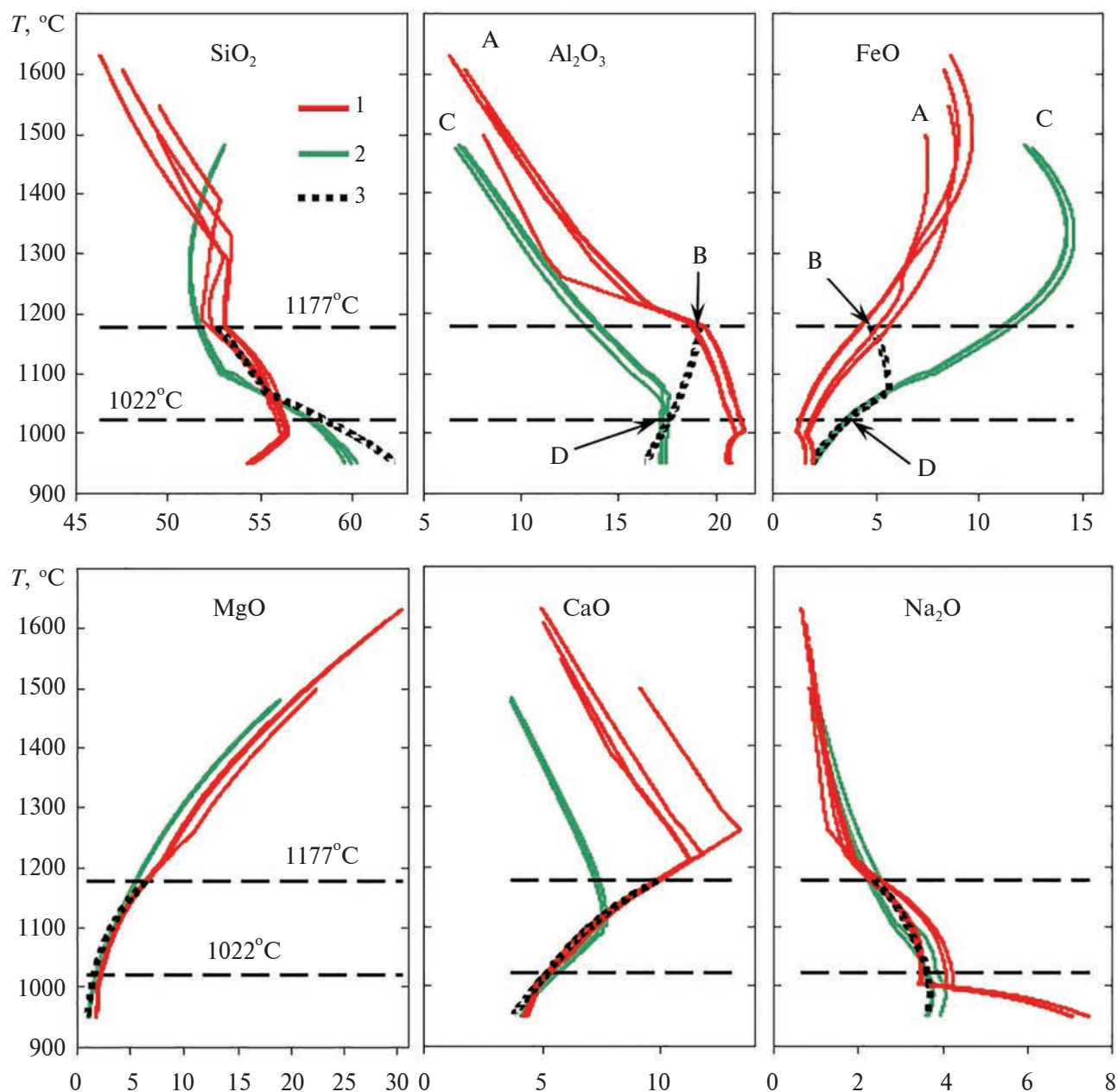


Рис. 5. Геохимическая термометрия пород Малозадойского массива. Линиями показаны траектории равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих составу проанализированных проб: 1 – плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов; 2 – габброноритов; 3 – тренд фракционной кристаллизации расплава F1 в камере; горизонтальными пунктирными линиями соединены точки максимального сближения траекторий эволюции расплавов плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов ($T = 1177^\circ\text{C}$) и габброноритов ($T = 1022^\circ\text{C}$). Буквами А–D обозначены модельные позиции, соответствующие таковым в табл. 3 и 4, пояснения см. в тексте.

с плагиоперидотитами и оливиновыми габброноритами. Кроме того, получена обоснованная оценка содержаний редких элементов в расплавах на момент образования плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов, т.е. наименее фракционированных расплавов, доступных для оценки по имеющейся коллекции образцов, наиболее близких к исходному расплаву.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Индикаторные отношения редких элементов в модельных расплавах, ограничения на состав исходного расплава

Полученные результаты позволяют проследить изменения отношений редких элементов в ряду модельных расплавов и соответствующих им

Таблица 4. Содержания редких элементов (ppm) в породах Малозадойского массива и их модельных расплавах

Элементы	89-385	89-386	89-387	93-86	89-385-1177	89-386-1177	89-387-1177	93-86-1177	F1	1931	1932	1933	1931-1022	1932-1022	1933-1022	F1-1022
	Валовый состав проб плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов				Состав равновесного расплава при 1177°С					Валовый состав проб габброноритов			Состав равновесного расплава и расплава в камере при 1022°С			
	A*	A	A	A	B	B	B	B	B	C	C	C	D	D	D	D
Th	1.5	1.3	1.1	2.3	4.9	4.8	3.6	7.2	5.1	2.4	2.7	2	12	13	11	13
U	0.22	0.21	0.16	0.29	0.72	0.75	0.53	0.94	0.73	0.35	0.4	0.3	1.8	1.9	1.6	1.9
Rb	9.9	11	11	14	32	38	35	46	38	16	18	14	82	87	74	99
Ba	216	161	168	315	687	573	540	985	696	446	458	418	2190	2091	2092	1558
Sr	161	88	177	167	488	294	488	440	428	197	203	207	719	762	682	357
La	11	8.6	11	18	35	30	33	54	38	20	24	18	100	106	91	87
Ce	23	18	24	39	73	62	72	118	81	43	49	39	205	215	195	191
Pr	2.8	2.2	3.1	4.4	8.6	7.5	8.7	13	9.6	5.1	5.9	4.8	24	26	24	23
Nd	11	9.1	14	17	35	30	36	52	38	21	23	18	96	98	89	90
Sm	2	1.7	2.7	2.9	6.1	5.6	7	8.7	6.8	3.6	4.3	3.6	16	18	17	16
Eu	0.63	0.46	0.75	0.81	1.8	1.5	1.8	2.2	1.8	0.87	0.95	0.83	3.5	3.7	3.4	3
Gd	1.6	1.3	2.3	2	4.8	4.2	5.8	5.9	5.2	3.1	3.4	2.8	14	14	13	12
Tb	0.26	0.2	0.36	0.32	0.77	0.64	0.88	0.94	0.81	0.45	0.48	0.39	2	2	1.8	1.9
Dy	1.3	1.1	2	1.5	3.9	3.5	4.9	4.4	4.2	2.3	2.6	2.4	10	10	11	10
Ho	0.28	0.22	0.41	0.32	0.8	0.71	1	0.93	0.86	0.48	0.53	0.44	2.1	2.1	2	2.1
Er	0.8	0.66	1.2	0.94	2.3	2.1	2.9	2.7	2.5	1.4	1.4	1.2	5.8	5.5	5.4	6.1
Tm	0.12	0.1	0.17	0.14	0.36	0.32	0.43	0.41	0.38	0.21	0.21	0.18	0.9	0.8	0.81	0.92
Yb	0.84	0.72	1.1	0.92	2.5	2.3	2.8	2.6	2.5	1.4	1.3	1.2	5.6	4.9	5.1	6.2
Lu	0.14	0.11	0.17	0.15	0.41	0.35	0.43	0.43	0.41	0.21	0.19	0.18	0.85	0.71	0.74	1
Zr	38	33	46	47	114	112	133	141	125	65	78	59	300	326	285	325
Hf	1.1	0.91	1.4	1.2	3.2	3	3.6	3.7	3.4	1.6	1.8	1.4	7.7	7.8	7.1	8.6
Ta	0.1	0.08	0.12	0.12	0.32	0.28	0.39	0.39	0.34	0.22	0.23	0.2	1.1	1.1	1.1	0.93
Nb	1.6	1.3	1.9	2.1	5.1	4.6	6.1	6.7	5.6	3.7	4.3	3.3	19	20	18	15
Y	6.6	5.3	9.5	7.5	20	17	26	23	21	14	16	14	70	73	73	54

*Позиция соответствует таковой на рис. 5.

кумулятивных пород, которые отражают характер эволюции исходного расплава в процессе образования пород Малозадойского массива. Модельные расплавы, так же как и комплементарные им кумулятивные породы (рис. 7), демонстрируют слабые вариации величин $(La/Sm)_n$, $(Nb/Y)_{pm}$ в широком диапазоне значений $Mg\#$. Отсутствие влияния процесса кристаллизационной дифференциации на величины $(La/Sm)_n$, $(Nb/Y)_{pm}$ и $(Nb/La)_{pm}$ для кумулятов (пород) и модельных расплавов позволяет заключить, что исходный расплав для образования Малозадойского массива имел такие же значения

отношений. Особо следует отметить, что низкое значение $(Nb/La)_{pm}$, т.е. наличие Nb-минимума на мультиэлементных спектрах как кумулятов, так и сосуществующих расплавов (рис. 6), можно рассматривать в качестве типоморфной характеристики исходного расплава. Общее накопление несовместимых редких элементов в процессе фракционной кристаллизации позволяет рассматривать их концентрации в наиболее ранних перидотитовых кумулятах в качестве минимальных для исходного расплава. Верхним пределом оценки концентраций в исходном расплаве может служить смесь ранних

кумулятов и среднего состава сосуществующего с ними расплава в соотношении 70 : 30, что примерно соответствует их отношению при модельной кристаллизации.

Оценка характера мантийного источника и модель образования исходного расплава. Индикаторные отношения редких элементов для пород Малозадойского массива, сосуществующих с ними расплавов и предполагаемого исходного расплава позволяют сделать заключение о характере мантийного источника. Значения $(La/Sm)_{pm}$ и $(Nb/Y)_{pm}$ находятся в диапазонах 3.1–4.1 и 1.5–1.8 соответственно. Учитывая коэффициенты распределения этих элементов при плавлении мантийных перидотитов $D_{La} < D_{Sm}$ и $D_{Nb} < D_Y$, величины рассматриваемых отношений могут возрастать в расплаве в сравнении с мантийным источником. Модельные расчеты показывают (Туркина и др., 2022, табл. 5), что при плавлении примитивно-мантийного источника (PM) величины $(La/Sm)_{pm}$ и $(Nb/Y)_{pm}$ увеличиваются до 1.3–1.0 и 1.7–1.0 соответственно при степени плавления 10–20% и резко возрастают только при уменьшении количества расплава. Исходя из указанных значений отношений для пород Малозадойского массива их источник был существенно обогащен в отношении легких РЗЭ и слабо обогащен до близкого к PM в случае $(Nb/Y)_{pm}$. Поскольку плавление мантийных перидотитов не сопровождается изменением $(Nb/La)_{pm}$, то крайне низкие значения $(Nb/La)_{pm}$ для пород Малозадойского массива (0.12–0.19) указывают на мантийный источник, деплетированный Nb относительно Th и легких РЗЭ, т.е. имеющий Nb-минимум. Крайне низкие отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ пород

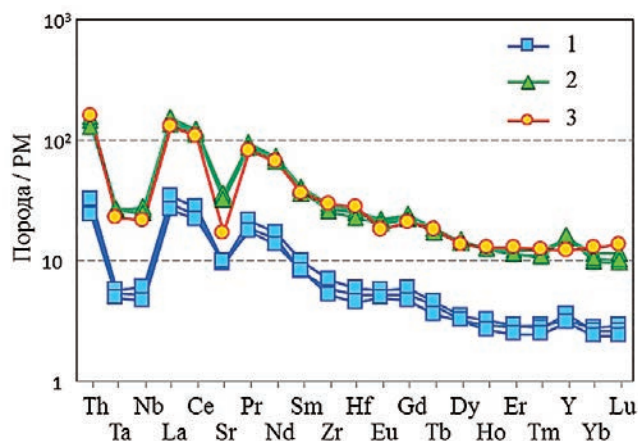


Рис. 6. Содержания редких элементов в монцогабброноритах Малозадойского массива и их модельных расплавах. 1 – валовый состав монцогабброноритов; 2 – равновесные расплавы кумулятов монцогабброноритов при $T = 1022^\circ\text{C}$; 3 – расплав камеры при $T = 1022^\circ\text{C}$.

Малозадойского массива не могут быть объяснены контаминацией коровым материалом, поскольку требуют большого вклада этого компонента, как это показано, например, для ультрабазит-базитовой ассоциации Довыренского массива, обладающей $\epsilon_{Nd}(T)$ от -15.4 до -13.4 (Арискин и др., 2015). Следовательно, наиболее вероятным для пород Малозадойского массива является долгоживущий обогащенный мантийный источник. Вместе с тем, поскольку неархейские базиты Иркутского блока

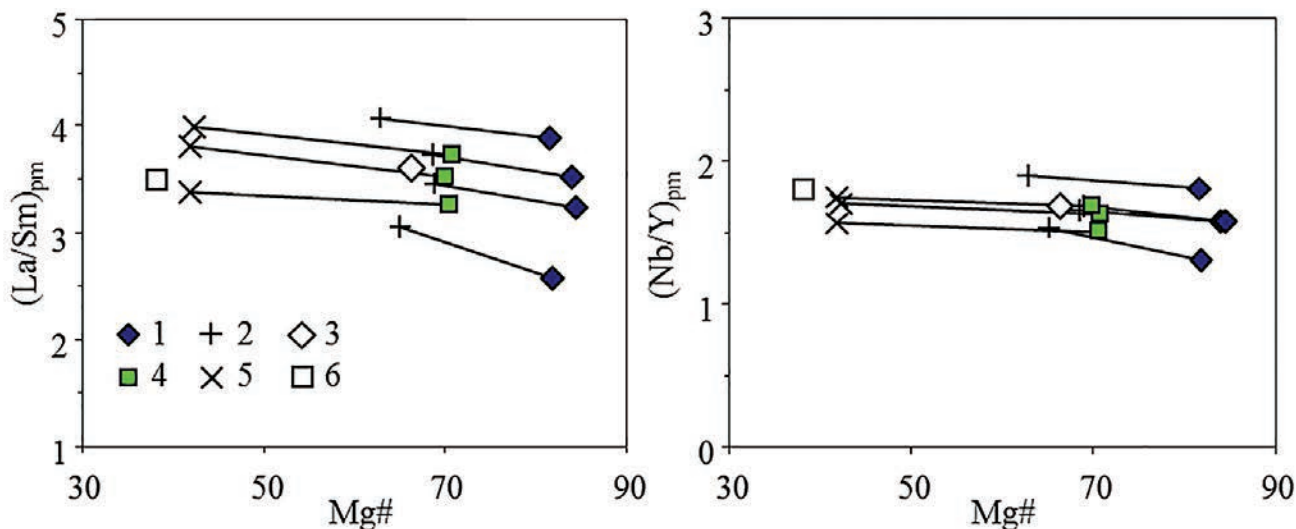


Рис. 7. Соотношение Mg# и индикаторных отношений в породах (кумулятах) Малозадойского массива и сосуществующих расплавах. 1 и 2 – плагиоперидотиты и оливиновые габбронориты (1) и равновесные с ними расплавы (2), 3 – средний состав равновесного расплава при температуре $T = 1177^\circ\text{C}$; 4 и 5 – габбронориты (4) и равновесные с ними расплавы (5), 6 – состав расплава в камере при температуре $T = 1022^\circ\text{C}$. Линиями соединены составы пород и равновесных с ними модельных расплавов.

имеют положительные $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (Туркина, 2023), т.е. архейская субконтинентальная мантия этого времени имела деплетированный характер, образование обогащенного мантийного источника для габброноритов произошло во временном диапазоне от неоархея до палеопротерозоя.

Установленные характеристики пород Малозадойского массива и их предполагаемого исходного расплава, включающие обогащение легкими РЗЭ и Th и деплетирование Nb, являются типичными для мафических магм, образующихся в субдукционных обстановках или из мантийного субстрата, модифицированного в надсубдукционных условиях под действием кислого расплава/флюида (Saunders et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993; Straub, Zellmer, 2012). Учитывая образование пород Малозадойского массива на рубеже 1.86 млрд лет (Мехоношин и др., 2016) субсинхронно с другими проявлениями базитового и гранитоидного магматизма в условиях постколлизийного растяжения (Туркина и др., 2023), изменение их мантийного источника, вероятно, было связано с предшествующими субдукционными процессами, которые произошли на юго-западе Сибирского кратона в неоархейское время 2.7 млрд лет и привели к образованию протолитов мафических гранулитов Иркутского блока (Turkina et al., 2012; Туркина, 2023).

В пользу метасоматоза мантийного источника под действием расплава, а не флюида свидетельствует сильное обогащение пород Малозадойского массива Th и легкими РЗЭ, которые относительно немобильны в водном флюиде, но имеют высокие концентрации в кислом расплаве. Метасоматическое изменение мантийных перидотитов под влиянием кислого расплава, образующегося при плавлении пород (терригенных осадков и базальтов), погружающейся в зоне субдукции океанической плиты рассмотрено в ряде экспериментальных работ применительно к образованию мантийных источников внутриплитных базальтов (Yaxley, Green, 1998; Rapp et al., 2008; Mallik, Dasgupta, 2012). Взаимодействие кислого/среднего расплава с перидотитами приводит к увеличению в них доли ортопироксена и уменьшению оливина, вплоть до полного исчезновения последнего при доле расплава более 50% (Yaxley, Green, 1998; Rapp et al., 2008; Mallik, Dasgupta, 2012). Последовательное взаимодействие и израсходование расплава сохраняет в целом лерцолитовый парагенезис, который при наличии теплового источника подвергается плавлению с образованием базальтового расплава. Изменение соотношения оливина и ортопироксена в плавящемся субстрате не оказывает влияния на суммарный коэффициент распределения реститовых фаз, поскольку последний определяется, главным образом, клинопироксеном и гранатом в случае плавления при $P \geq 25$ кбар. Менее эффективное обогащение перидотитового

источника возможно при добавке материала океанического базальта. При плавлении смеси перидотит + базальт в рестите сохраняется перидотитовая минеральная ассоциация при доле базальта до 50% (Yaxley, 2000), а изменение химического состава такого мантийного источника отвечает его фертилизации без существенного обогащения наиболее некогерентными редкими элементами. Напротив, взаимодействие перидотитов с кислым/средним расплавом из пород океанической коры формирует источник, редкоэлементный и изотопный состав которого определяется соотношением реагирующих компонентов (Yaxley, Green, 1998).

Таким образом, в модели образования исходного расплава для пород Малозадойского массива предполагается плавление лерцолитового источника, сформированного в результате смешения деплетированных мантийных перидотитов и кислого расплава из базальтов или терригенных осадков. Использование в модели исходно деплетированных перидотитов обусловлено двумя обстоятельствами. Во-первых, в отличие от пород Малозадойского массива предшествующие им неоархейские метабазиты (мафические гранулиты) Иркутского блока характеризуются положительными $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +3.9 до +0.5 (Туркина, 2023), так же как и мезо-неоархейские метабазальты других блоков Шарыжалгайского выступа (Туркина и др., 2022), следовательно субконтинентальная литосферная мантия юго-запада Сибирского кратона представляла собой долгоживущий изотопно-деплетированный резервуар. Во-вторых, породы Малозадойского массива и их предполагаемые исходные расплавы имеют низкие концентрации Nb. Поскольку взаимодействие перидотитов с кислым расплавом и последующее плавление этой смеси сопровождается только ростом содержания Nb в расплаве, то это накладывает ограничение на оценку концентраций редких элементов в перидотитовом источнике. Предполагаемый исходный деплетированный мантийный источник, параметры которого и условия генерации расплава приведены в табл. 5, позволяет получить концентрации Nb, отвечающие породам Малозадойского массива (рис. 8).

В качестве метасоматизирующего агента рассматривались кислые расплавы, полученные из базальтов и терригенных осадков субдуцирующей плиты (табл. 6). Состав базальтового источника отвечает породам с содержанием редких элементов 10 хондритовых уровней, что типично для архейских толеитовых базальтов зеленокаменных поясов. Расплав из таких базальтов близок по составу к архейским породам тоналит-гранодиоритовых ассоциаций (Martin, 1994), которые рассматриваются как продукт плавления архейских толеитовых базальтов (табл. 6). Для терригенных осадков приняты концентрации редких элементов, соответствующие среднему составу глинистых

Таблица 5. Модель плавления деплетированной мантии

Элементы	DM	K_d				$Cl_{DM}^{0.15}$
		<i>Ol</i>	<i>Opx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Grt</i>	
Th	0.015	0.00025	0.0005	0.007	0.0014	0.10
Nb	0.225	0.00007	0.0013	0.00365	0.0538	1.5
La	0.285	0.0001	0.0008	0.043	0.00235	1.9
Ce	0.825	0.00055	0.0016	0.0875	0.00895	5.6
Nd	0.87	0.00175	0.0056	0.235	0.085	5.9
Sm	0.36	0.0015	0.015	0.405	0.435	2.3
Zr	9	0.0005	0.01775	0.1975	0.365	54.9
Ti	1000	0.015	0.082	0.3955	0.16	5920
Gd	0.54	0.0029	0.034	0.52	1.28	2.9
Tb	0.105	0.0025	0.054	0.61	2.1	0.5
Y	4.995	0.0015	0.095	0.67	6	16.8
Yb	0.555	0.05	0.22	0.71	6.3	1.3
Lu	0.079	0.0325	0.22	0.58	6.85	0.18

Примечание. Концентрация в модельном расплаве (Cl) при степени плавления 15%. DM – состав деплетированной мантии. Коэффициенты распределения (K_d) *Ol*, *Opx*, *Cpx*, *Grt* из (Humbert et al., 2020). Соотношения фаз при немодальном плавлении гранатового перидотита: в источнике – *Ol* (0.66), *Opx* (0.2), *Cpx* (0.09), *Grt* (0.05), при образовании расплава – *Ol* (0.16), *Opx* (0.12), *Cpx* (0.8), *Grt* (0.15), по (Jourdan et al., 2007). Использовано уравнение: $Cl/C_o = 1/D(1 - PF/D)^{1/P-1}$, где концентрации в расплаве (Cl) и источнике (C_o), валовые коэффициенты распределения исходных фаз (D) и плавящихся фаз (P), F – степень плавления.

сланцев архея (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Принятые параметры модели плавления приведены в табл. 6. Состав обогащенных мантийных перидотитов, модифицированных под действием двух типов кислых расплавов, а также образованных в результате их плавления мафических расплавов даны в табл. 7 и на рис. 9.

Обе модели показывают принципиальную возможность получения мафических расплавов, отвечающих предполагаемым исходным для пород Малозадойского массива. Лучше всего сходимость получена для плавления перидотитов, преобразованных под действием кислого расплава из базитового источника. Поскольку терригенные осадки обладают более высоким содержанием некогерентных редких элементов, необходимый уровень концентраций достигается при меньшем вкладе кислого расплава (3%), чем для варианта образования расплава из базитового источника (5%). Однако участие кислых расплавов из терригенных осадков приводит к резкому обогащению Th в сравнении с предполагаемым исходным расплавом для габброноритов.

В обоих вариантах модели отмечается заметное расхождение между модельными расплавами и исходными для габброноритов по Ti. Поскольку содержание Ti в кислых расплавах оказывает слабое влияние на таковое в перидотитах источника, то указанное расхождение обусловлено принятой

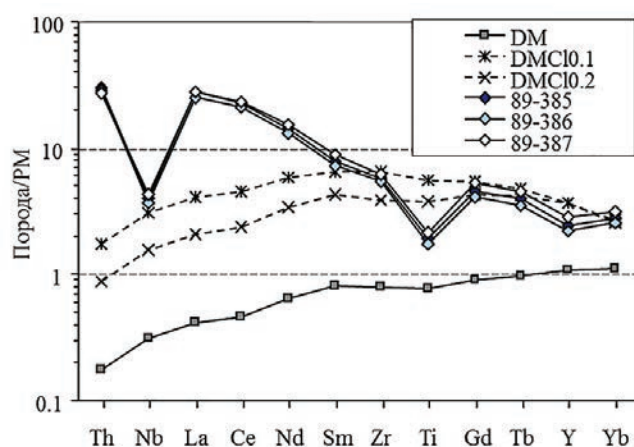


Рис. 8. Мультиэлементные спектры деплетированного мантийного источника (DM) и продуцированных из него расплавов (DMC10.1 и DMC10.2 при степени плавления 10 и 20%) в сравнении с оливиновыми габброноритами Малозадойского массива.

концентрацией для перидотитов, это следует и из различий в концентрации этого элемента в модельных расплавах из деплетированного мантийного источника и предполагаемых исходных расплавов для пород Малозадойского массива, показанных на рис. 8. Возможным объяснением может служить только большая деплетированность

Таблица 6. Модели плавления базальтов и терригенных осадков

Эле- менты	B	K _d			Cl _E 0.1	AR TTG (1)	AS	K _d				Cl _S 0.2
		Gr _t	Cpx	R _t				Pl	Gr _t	Opx	R _t	
Th	0.8	0.0075	0.104	150	5.2	6.9	6.3	0.01	0.0075	0.104	150	28.0
Nb	4.1	0.04	0.007		2.8	6.4	9.0	0.05	0.04	0.007		6.3
La	4.3	0.028	0.028		34.4	32	20	0.15	0.028	0.028		80.9
Ce	11	0.08	0.059		68.5	56	42	0.15	0.08	0.059		159
Nd	8.2	0.222	0.115		33.6	21.4	20	0.10	0.222	0.115		68.6
Sm	2.4	1.43	0.259	3.7	3.06	3.3	4.0	0.05	1.43	0.259	3.7	7.28
Zr	57	0.537	0.125		141	152	120	0.04	0.537	0.125		323
Ti	7320	2.63	0.473		4156	2040	4800	0.01	2.63	0.473		4057
Gd	3.4	4.84	0.422		1.56	2.2	3.4	0.05	4.84	0.422		2.69
Tb	0.65	5	0.44		0.29	0.31	0.57	0.07	5	0.44		0.44
Y	25	14.1	0.603	0.4	4.27	7.5	18.0	0.025	14.1	0.603	0.4	5.72
Yb	2.9	23.3	0.6		0.31	0.55	2.0	0.025	23.3	0.6		0.4
Lu	0.43	24	0.6		0.04	0.12	0.31	0.02	24	0.6		0.06

Примечание. Концентрации в модельных расплавах из базальтов (Cl_E) и глинистых сланцев (Cl_S) при степени плавления 10 и 20%. Соотношения фаз при плавлении базальта: Gr_t (0.43), Cpx (0.56), R_t (0.01); глинистого сланца: Pl (0.30), Gr_t (0.25), Opx (0.25), R_t (0.01). Источники: B – базальт и AS – средний состав архейских глинистых сланцев. Использовано уравнение: Cl = C₀/[D(1 – F) + F], где концентрации в расплаве (Cl) и источнике (C₀), валовый коэффициент распределения фаз (D), F – степень плавления. AR TTG – средний состав архейских пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (Martin, 1994).

Таблица 7. Модели плавления обогащенных мантийных источников

Элементы	EM _E 0.05	Cl _E 0.1	Cl _E 0.2	EM _S 0.03	Cl _S 0.1	Cl _S 0.2
Th	0.27	2.7	1.4	0.86	8.5	4.3
Nb	0.35	3.4	1.7	0.41	4.0	2.0
La	1.99	19.7	10.1	2.70	26.8	13.7
Ce	4.22	40.1	21.4	5.58	54.7	28.6
Nd	2.51	23.1	13.3	2.90	27.0	15.5
Sm	0.50	3.8	2.6	0.57	4.6	3.1
Zr	15.62	69	56	18.42	151	92
Ti	1158	7590	5380	1092	8080	5450
Gd	0.59	2.6	2.3	0.60	3.8	3.1
Tb	0.11	0.3	0.3	0.11	0.6	0.5
Y	4.96	12	13	5.02	14.9	17.2
Yb	0.54	1.4	1.4	0.55	1.4	1.6
Lu	0.08	0.2	0.2	0.08	0.19	0.22

Примечание. Концентрации в модельных расплавах (Cl) при степени плавления 10 и 20%. Мантийные источники, обогащенные под действием расплавов из базита (EM_E) и глинистого сланца (EM_S). Цифрами указана доля кислого расплава, участвовавшего в образовании обогащенных источников. Соотношения фаз и коэффициенты распределения см. табл. 5.

перидотитов источника по содержанию Ti. Следует отметить, что гетерогенность состава перидотитов, слагающих субконтинентальную литосферную мантию (СКЛМ), в том числе степень их деплетированности, может быть весьма существенной. В качестве примера можно привести лерцолиты

из ксенолитов, представляющих состав СКЛМ Северо-Атлантического кратона в Шотландии, которые рассматривались в качестве одного из источников долеритов и пикритов из палеопротерозойских даек (Hughes et al., 2014), имеющих несомненное сходство как по степени обогащения

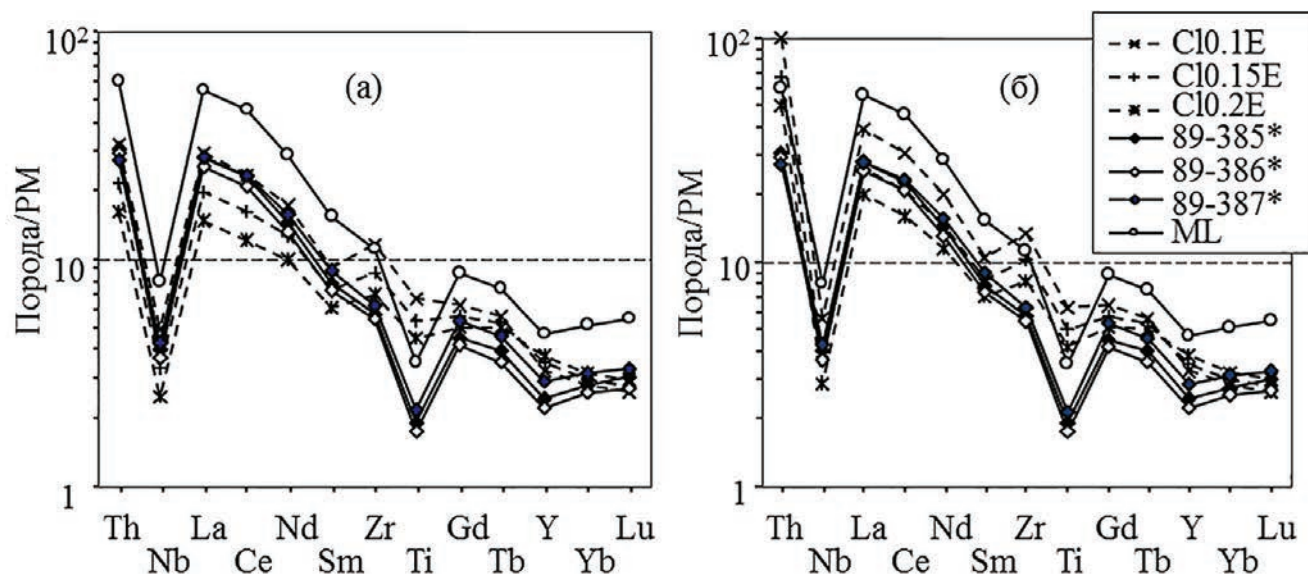


Рис. 9. Мультиэлементные спектры модельных расплавов из обогащенных мантийных перидотитов, образованных при взаимодействии с кислым расплавом из базальтов (а) и терригенных осадков (б) в сравнении с предполагаемыми исходными расплавами для оливиновых габброноритов (образцы 89-385*, 89-386*, 89-387*) и модельным расплавом, равновесным с перидотитами/оливиновыми габброноритами (ML).

некогерентными элементами, так и наличие отрицательных аномалий по Nb и Ti на мультиэлементных спектрах с породами Малозадойского массива. Шпинелевые лерцитилиты из СКЛМ этого региона имеют содержание $\text{TiO}_2 = 0.03\text{--}0.06$ мас. %, что существенно ниже принятых для перидотитового источника в нашей модели ($\text{TiO}_2 = 0.17$ мас. %).

Кроме того, в меньшей степени имеет место расхождение по содержанию Zr, более высокому для модельных расплавов. Поскольку фракционирование Zr между перидотитовым реститом и мафическим расплавом определяется в основном гранатом, можно предположить, что это расхождение обусловлено корректностью имеющихся данных по коэффициенту распределения этого минерала.

В целом представленные расчетные модели воспроизводят главные геохимические черты пород, показывают их применимость для образования исходных расплавов для Малозадойского массива и демонстрируют принципиальную возможность формирования обогащенного источника для палеопротерозойских габброноритов в субконтинентальной литосферной мантии юго-запада Сибирского кратона в результате взаимодействия деплетированных перидотитов с кислым расплавом из базальтов/терригенных осадков субдуцирующей плиты. Наиболее вероятно преобразование мантийных перидотитов под действием кислых расплавов из базитового источника, поскольку расплавы из терригенных осадков, согласно экспериментальным данным (Spandler et al., 2010), характеризуются $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1$, и следовательно взаимодействие с ними увеличивает содержание K_2O в мантийном источнике и результирующем

мафическом расплаве, тогда как породы Малозадойского массива имеют низкое содержание K_2O .

Впервые проблема формирования метасоматизированного архейского мантийного источника применительно к неопротерозойским (728 млн лет) ультрабазит-базитам Довыренского массива, имеющим основной диапазон $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от -15.4 до -13.4 , была рассмотрена в работе (Арискин и др., 2015). Архейский обогащенный мантийный источник предполагался для палеопротерозойских (1.88 млрд лет) магнезиальных карбонатитов Селигдарского массива Алданского щита с $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от -6.8 до -5.2 (Doroshkevich et al., 2018). Для палеопротерозойских базитов Иркутного блока независимая оценка предложенной модели обогащенного источника может быть сделана более детально, используя информацию по изотопному составу мафических гранулитов, магматические протолиты которых имеют неоархейский возраст ~ 2.7 млрд лет (Туркина, 2023). Для деплетированного мантийного источника использованы изотопные характеристики для архейских мафических гранулитов ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3.9$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.509330$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.17$) и концентрации $\text{Nd} = 0.9$ ppm, $\text{Sm} = 0.36$ ppm, отвечающие модельному деплетированному мантийному источнику. Для кислого расплава из метабазальтового источника приняты значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, аналогичные перидотитам, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1$, а концентрации $\text{Nd} = 33$ ppm, $\text{Sm} = 3$ ppm, равные расчетным для этого расплава. Для кислого расплава из терригенных осадков использованы изотопные параметры архейские парагенейсов Иркутного блока ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2.3$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.509020$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$) (Туркина и др., 2017), концентрации $\text{Nd} = 68$ ppm

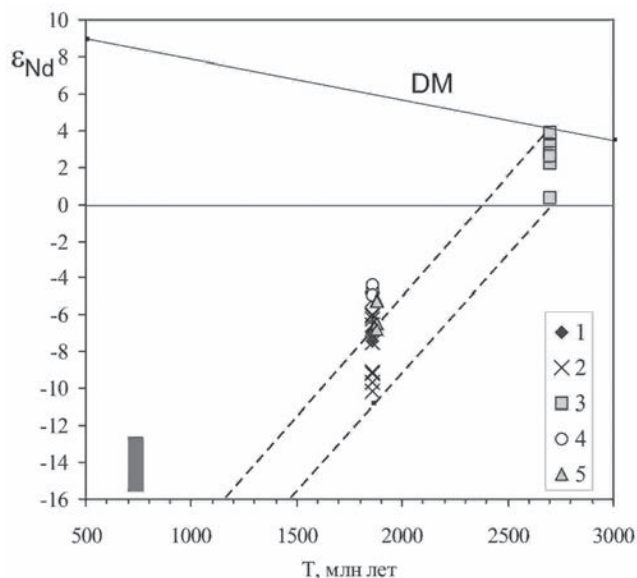


Рис. 10. Диаграмма ϵ_{Nd} –возраст для раннедокембрийских мафических ассоциаций южного фланга Сибирского кратона. Иркутский блок Шарыжалгайского выступа: 1 – Малозадойский массив, 2 – габбро-долериты дайковых тел (Туркина, Изох, 2023), 3 – неоархейские мафические гранулиты (Туркина, 2023); Алданский щит: 4 – Чинейский массив (Гонгальский и др., 2008), 5 – магнезиальные карбонаты Селигдарского массива (Doroshkevich et al., 2018). Штриховыми линиями околнута область эволюции изотопного состава Nd обогащенного мантийного источника (пояснения см. в тексте). Для сравнения показаны неопротерозойские ультрабазит-базиты Довыренского массива (синий прямоугольник) (Арискин и др., 2015).

и $Sm = 7.1$ ppm соответствуют модельному расплаву из пелитового источника. При указанных параметрах в первом случае архейский (2.7 млрд лет) мантийный источник будет характеризоваться $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.509330$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1417$, и на палеопротерозойское время (1.86 млрд лет) приобретет $\epsilon_{Nd}(T) = -6.4$, а во втором – при изотопных параметрах: $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.509113$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.14106$ достигнет $\epsilon_{Nd}(T) = -10.8$. Учитывая как изотопный состав пород Малозадойского массива ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -6.9 до -7.4), так и одновозрастных с ним габбро-долеритовых даек Иркутского блока ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -6.1 до -9.6), предлагаемая модель позволяет получить обогащенный мантийный источник с необходимыми изотопными характеристиками в результате метасоматического изменения деплетированных перидотитов субконтинентальной литосферной мантии в неоархейское время. Расчетные данные, представленные на рис. 10, показывают, что изотопный состав как палеопротерозойских базитов Малозадойского массива, так и габбро-долеритов большинства дайковых тел отвечает области эволюции изотопного состава неоархейского

обогащенного мантийного источника Иркутского блока при использованных параметрах модели. В то же время базиты Чинейского массива (Гонгальский и др., 2008) и некоторые магнезиальные карбонаты Селигдарского массива (Doroshkevich et al., 2018) на Алданском щите, так же как и часть габбро-долеритов в Иркутском блоке, имеют более радиогенный изотопный состав Nd, что предполагает либо меньший вклад кислого расплава в метасоматическое изменение мантийных перидотитов, либо участие деплетированного астеносферного материала в их генезисе. Более значительно от области эволюции неоархейской обогащенной мантии отклоняются неопротерозойские базит-ультрабазиты Довыренского массива (Арискин и др., 2015), что может быть следствием участия в их образовании, кроме обогащенной субконтинентальной мантии, также и деплетированного астеносферного источника. В целом сделанная оценка позволяет предполагать сходные процессы формирования обогащенной субконтинентальной литосферной мантии вдоль южного фланга Сибирского кратона в результате метасоматоза в архейское время.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты и их анализ позволяют сделать следующие выводы о генезисе Малозадойского массива.

Ассоциация плагиоперидотитов-габброноритов Малозадойского массива была образована в результате кристаллизационной дифференциации одного исходного расплава на различных стадиях его фракционирования.

Геохимические и изотопные характеристики пород Малозадойского массива и их вероятного исходного расплава свидетельствуют о формировании из обогащенного мантийного источника – субконтинентальной литосферной мантии юга-запада Сибирского кратона.

Формирование палеопротерозойского обогащенного мантийного источника могло быть результатом метасоматического преобразования деплетированной мантийной литосферы под действием кислых расплавов из пород субдуцирующей океанической плиты (базальтов и/или терригенных осадков). Согласно изотопному составу пород Малозадойского массива, оно могло быть связано с предшествующими неоархейскими субдукционными процессами.

Благодарности. Авторы признательны А.А. Арискину и А.Э. Изоху, чьи конструктивные замечания позволили заметно улучшить рукопись.

Источники финансирования. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044–2). Моделирование мантийных источников выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00196).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А. и др. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия. 2018. № 3. С. 209–221. <https://doi.org/10.7868/S0016752518030019>
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2000. 363 с.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. и др. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.
- Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 57–60.
- Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Оценка реальности седиментационной модели // Геохимия. 1979. № 4. С. 488–508.
- Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э. и др. Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 308–326.
- Мехоношин А.С., Эрнст Р.Э., Седерлунд У. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Туркина О.М. Раннедокембрийская эволюция коры Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных данных // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 2. С. 163–182.
- Туркина О.М. Вариации редкоэлементного и изотопного состава неорархейских мафических гранулитов юго-запада Сибирского кратона: следствие различных мантийных источников или коровой контаминации // Петрология. 2023. Т. 31. № 2. С. 182–201.
- Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом Сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 10. С. 1369–1391.
- Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 122–137.
- Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В. U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1281–1297.
- Туркина О.М., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю. Состав и изотопные параметры metabasalts и габброидов Ойотского гранит-зеленокаменного блока (юго-запад Сибирского кратона) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 520–544.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П., Родионов В.П. Палеопротерозойские шононитовые мафические ассоциации Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): U-Pb возраст и условия образования циркона // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 6. С. 808–822.
- Федотов Ж.А. Роль общей конвекции расплава в образовании скрытой расслоенности кратонных интрузивных комплексов // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 205–224.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Коптев-Дворников Е.В. и др. Кристаллизационный механизм формирования расслоенности пластовых интрузивов // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 3. С. 257–274.
- Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Antoshechkin P.M., Asimow P.D. AlphaMELTS3.0 and the MAGMA website: educational and research tools for studying the petrology and geochemistry of plate margins // Abstract ED41B-0644 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 2010. 13–17 Dec. <https://www.researchgate.net/publication/252442540>
- Asimow P.D., Ghiorso M.S. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations // Amer. Mineral. 1998. V. 83. P. 1127–1131.
- Boynton W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry, Amsterdam. 1984. P. 63–114.
- Ciborowski T.J.R., Kerr A.C., McDonald I. et al. The geochemistry and petrogenesis of the Paleoproterozoic du Chef dyke swarm, Québec, Canada // Precamb. Res. 2014. V. 250. P. 151–166.
- Ciborowski T.J.R., Minifie M.J., Kerr A.C. et al. A mantle plume origin for the Palaeoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province // Precamb. Res. 2017. V. 294. P. 189–213.
- Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q07021, doi:10.1029/2011GC003516.
- Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E. et al. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesio碳酸岩 (South Yakutia, Russia): insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 154. P. 354–368.
- Ghiorso M.S., Sack R.O. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 197–212.
- Herzberg C., Asimow P.D. PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. № 2. P. 563–578.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.

Hughes H.S.R., McDonald J., Goodenough K.M. et al. Enriched lithospheric mantle keel below the Scottish margin of the North Atlantic Craton: evidence from the Palaeoproterozoic Scourie Dyke Swarm and mantle xenoliths // *Precamb. Res.* 2014. V. 250. P. 97–126. doi: 10.1016/j.precamres.2014.05.026

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.

Jourdan F., Bertrand H., Scharer U. et al. Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large igneous Province, Botswana – Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution // *J. Petrol.* 2007. V. 46. P. 1043–1077.

doi:10.1093/petrology/egm010

Mallik A., Dasgupta R. Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 329. doi: 10.1016/j.epsl.2012.02.007

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.

Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Eds. H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*: Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1993. V. 76. P. 373–403.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.* 2005. V. 136. P. 353–368.

Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M. Continent Formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt-rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids) // *J. Petrol.* 2008. V. 51. № 6. P. 1237–1266.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas // *Phil. Trans. Royal Soc. London*. 1991. A 335. P. 377–392.

Spandler C., Yaxley G., Green D.H., Scott D. Experimental phase and melting relations of metapelites in the upper mantle: implications for petrogenesis of intraplate magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 569–589.

Straub S.M., Zellmer G.F. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 495–516.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP-II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 801–817.

Yaxley G.M. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 326–338.

Yaxley G.M., Green D.H. Reactions between eclogite and peridotite: Mantle refertilisation by subduction of oceanic crust // *Schweiz Mineral. Petrograph. Mitt.* 1998. V. 78. P. 243–255.

Malyi Zadoi Peridotite-Gabbronorite Massif: Computational Modeling of Crystallization and Evaluation of Indicator Geochemical Parameters of Parental Melt

A. V. Lavrenchuk¹, D. P. Gladkochub², O. M. Turkina¹, A. S. Mekhonoshin³, Ya. Yu. Shelepov¹

¹*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

²*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

³*Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

Model calculations have been used to estimate the compositions of melts during the fractional crystallization corresponding to the formation of the Malyi Zadoi massif, which is located in the Irkut block of the Sharyzhalgai uplift in the southwest of the Siberian craton. It is shown that the gabbronorites of the massif are comagmatic to plagioperidotites and olivine gabbronorites. The obtained estimates of the composition of the model melts are used to characterize the composition of the mantle source for parental melt. Based on the obtained geochemical characteristics, it is assumed that the parental melt of the Malyi Zadoi massif was formed by the melting of an enriched source, which is confirmed by isotope data. A possible source of parental melt could be the depleted lithospheric mantle metasomatized by felsic melts from the rocks of the subducting oceanic plate.

Keywords: gabbronorite, plagioperidotite, fractional crystallization, parental melt, mantle source

УДК 549.01:552.33

АССОЦИАЦИИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕЛА ЛЕЙЦИТ-МЕЛИЛИТОВОГО КЛИНОПИРОКСЕНИТА (ПУРТОВИНО, ВОЛОГОДСКАЯ ОБЛАСТЬ): ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНАЯ ПАРАЛАВА¹

© 2024 г. А. Ю. Барков^{a, *}, А. А. Никифоров^a, Р. Ф. Мартин^b, В. Н. Королук^c,
С. А. Сильянов^d, Б. М. Лобастов^d

^aЛаборатория промышленной и рудной минералогии, Череповецкий государственный университет,
Череповец, Россия

^bDepartment of Earth and Planetary Sciences, McGill University, Montreal, Canada

^cИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^dИнститут цветных металлов, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

*e-mail: anderez@mail.ru

Поступила в редакцию 29.05.2023 г.
После доработки 13.12.2023 г.
Принята к публикации 22.12.2024 г.

Представлена новая петрогенетическая схема формирования тела лейцит-мелилитового клинопироксенита р-на Пуртовино из паралавы щелочно-ультраосновного состава. Протолитом тела, по всей вероятности, была смесь осадочных пород верхнепермского возраста (алевролиты, мергели и др.). Явления дегазации, эвапорации и контактового термального метаморфизма оказали существенное воздействие на петрогенезис, обусловив значительное разнообразие минеральных видов в ассоциациях. Кристаллизация паралавы в близповерхностных условиях сопровождалась интенсивной дегазацией и везикуляцией расплава, обусловившей локально значительную пористость пород. Высокая степень окисления расплава и прогрессивный рост fO_2 , вероятно вследствие удаления H_2 при везикуляции и диссоциации воды, способствовали ранней кристаллизации магнезиохромита (*Mchr*) и хромистой шпинели, обогащенных Fe^{3+} , затем минералов серии магнезиоферрит–магнетит. Плавление *in situ* кварцсодержащих и карбонатно-глинистых пород привело к развитию обособлений перщелочного фельзитового стекла, окружающего частично резорбированные зерна кварца. Обильные выделения волластонита и редкого ларнита формировались в ходе контактного термального пирометаморфизма. Прогрессивное накопление щелочей в расплаве в ходе его кристаллизации вело к росту содержания Na в минералах серии акерманит–геленит. Лейцит формировался после мелилита. Кристаллы клинопироксена обладают концентрической скрытой зональностью. Зона аномального обогащения Mg в *Spx* образована в связи с локальным дефицитом Fe^{2+} . В результате продолжающегося роста fO_2 в каймах зональных зерен клинопироксена состав эссенейта достигает значений $Fe^{3+} = 0.48–0.54$ а.ф.е. Две схемы парных изоморфных замещений: $Mg^{2+} + Si^{4+} \rightarrow (Fe^{3+} + Al^{3+})$ и $(Ti^{4+} + Al^{3+}) + (Na + K)^+ \rightarrow 2Mg^{2+} + Si^{4+}$ прослеживаются в разных текстурно-структурных разновидностях *Spx*. Возможно, ранее существовавшие зерна оливина (в парагенезисе с *Mchr*) были полностью замещены сепиолитом–пальгорскитом в ассоциации с браунмиллеритом и серебродольскитом (Fe^{3+} –доминантным аналогом). Пласт щелочного микроклинопироксенита является уникальным для Русской плиты, и другие пирогенные образования здесь нуждаются в дальнейшем изучении. Последующие исследования также призваны оценить содержание и объем каменного угля (или другого источника углеводородов), возгорание и длительное горение которого обеспечило формирование значительного объема щелочно-ультраосновной паралавы р-на Пуртовино.

Ключевые слова: паралава, пирогенные процессы, щелочные ультраосновные расплавы, лейцит-мелилитовый клинопироксенит, скрытая зональность клинопироксена, эссенейт, Пуртовино, Вологодская область

DOI: 10.31857/S0869590324030053 EDN: DALMOT

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi:10.31857/S0869590324030085 для авторизованных пользователей

ВВЕДЕНИЕ

Цель настоящей работы – детальное изучение минеральных ассоциаций и обсуждение петрогенетических выводов на основе результатов исследования необычного тела щелочного микроклинопироксенита, расположенного в р-не Пуртовино (~20 км юго-восточнее Великого Устюга) Вологодской области. Небольшое пластоподобное тело размещается во вмещающих осадочных породах верхнепермского возраста, обнаженных в среднем течении р. Сухона. Ранее оно рассматривалось в качестве проявления щелочно-ультраосновного магматизма (Труфанов, Масайтис, 2007) и предполагалась его возможная связь с “этапом мезозойской тектоно-магматической активизации” на севере Московской синеклизы (Буслович, 2000). Щелочные ультраосновные породы привлекают особое внимание, поскольку они являются своего рода маркером тектонической обстановки и источниками алмазов и других минеральных ресурсов (например, Когарко, 2004; Woolley et al., 1995; Mitchell, 2020). В дополнение к представлениям об интрузии меланолейцитового состава (Труфанов, Масайтис, 2007) мы выдвигаем и обсуждаем новую гипотезу возникновения и кристаллизации ультрабазитовой паралавы. Такие породы в целом редки, однако известны в различных регионах мира, включая область Кузнецкого угольного бассейна (например, Cosca et al., 1989; Пирогенный метаморфизм, 2005; Перетяжко и др., 2018; Peretyazhko et al., 2021; Sharygin, 2019; Савина и др., 2020; Zhang et al., 2020; Савина, Перетяжко, 2023).

Основные закономерности кристаллизации паралавы во многом те же, что и для вулканических и эффузивных комплексов. Поэтому наши данные и наблюдения могут представлять интерес в выявлении особенностей кристаллизации ультрабазитовых расплавов вблизи поверхности. Пирогенный петрогенезис тела щелочных микроклинопироксенитов р-на Пуртовино, установленный впервые в северо-западном регионе на территории Русской плиты, должен способствовать дальнейшим поискам и изучению здесь аналогичных или родственных образований.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И ОБРАЗЦЫ

Неоднородное пластообразное тело (8 × 3 м) щелочных микроклинопироксенитов и ассоциирующих с ними термально измененных образований обнажается в русле р. Сухона близ населенных пунктов Пуртовино и Исады (рис. 1а, 1б). Борта речной долины здесь сложены горизонтально переслаивающимися осадочными породами верхнепермского возраста. Светлоокрашенные мергели и известняки преимущественно развиты близ береговой линии. Выше по разрезу они перекрываются карбонатно-глинистыми породами, включающими аргиллиты, алевролиты, мергели, доломитовые

известняки, а также слабоцементированные разновидности кварцевых песчаников. В подобных породах в регионе наблюдались обособления углистого вещества и фрагментированные останки тетрапод, свидетельствующие об их принадлежности к татарскому ярусу пермского периода (Верзилин и др., 1993).

Геологическое строение тела и данные картирования показаны на рис. 1в, 1г. Щелочные микроклинопироксениты слагают узкое пластообразное тело небольшой мощности 0.2–0.3 м, залегающее конкордантно в придонной части пласта термально метаморфизованных алевролитов и мергелей (рис. 1г). Щелочной клинопироксенит, зеленого или фисташкового оттенков, имеет микрозернистую структуру. Верхние приконтактные части пластообразного тела содержат стекловатые разновидности, локально обладающие тонкой везикулярной текстурой. Элементы столбчатой отдельности (до 5 см в поперечнике) сопровождаются контракционными трещинами. На сколах пород локально различимы зерна частично резорбированного кварца ~2 мм.

В ходе изучения детально проанализированы минеральные ассоциации в десяти представительных образцах из пласта щелочных микроклинопироксенитов, ранее описанных в качестве “ультрабазитовых фойдитов или меланолейцитов” (Труфанов, Масайтис, 2007). Среди отобранных проб присутствуют различные разновидности клинопироксенита, имеющие участками более темный зеленый цвет, кристаллический облик, пористую текстуру, граничащие с резким контактом с породами экзоконтактной фации (рис. 2а). Последние обладают фисташковым оттенком цвета, имеют отчетливо стекловатый облик с элементами тонкой везикулярной текстуры и содержат поверхностный налет тонкодисперсного карбонатно-кремнистого материала (рис. 2а–2в). Примечательно, что наблюдаемые вертикальные трещины не пересекают линию контакта, видимую в представленном изображении (рис. 2а).

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Анализы клинопироксена выполнены в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 с регистрацией излучения волновыми дисперсионными спектрометрами (ВДС). Общая методология и подходы изложены в работах (Королук и др., 2009; Лаврентьев и др., 2015). Измерения проведены при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 50 нА и диаметре зонда у поверхности образца 1–2 мкм. Для всех элементов, кроме хрома, аналитическими являлись линии $K\alpha$. Для Cr выбрана менее интенсивная линия $K\beta_1$, свободная от

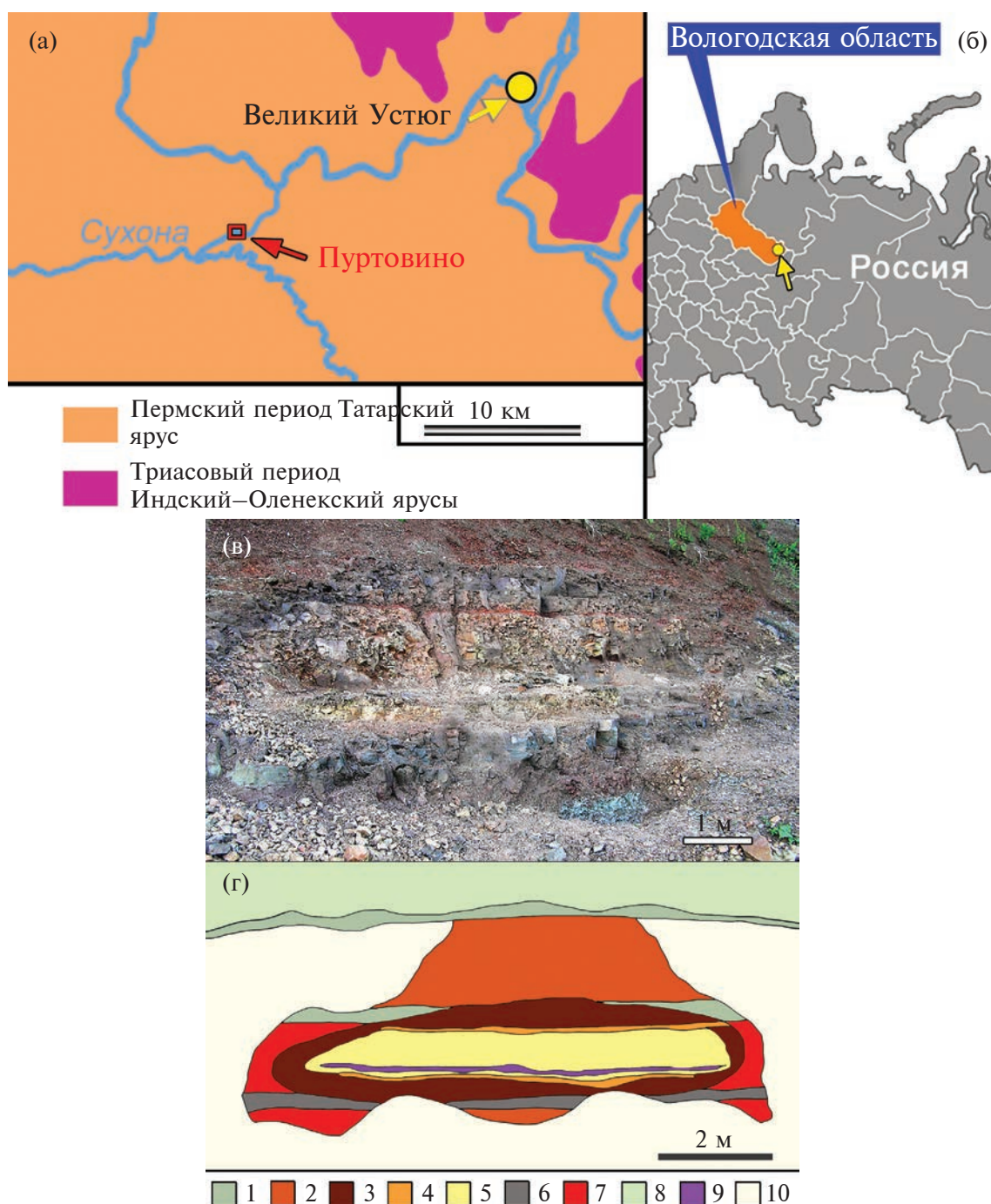


Рис. 1. Местоположение и схема геологического строения р-на Пуртовино (а, б), составленная на основе карт дочетвертичной геологии Вологодской области (Буслович, 2000, и др.). (в) Фотоизображение расчистки исследованного тела. (г) Схема геологического строения тела (составлена с использованием материалов А.И. Труфанова): 1 – мергель зеленовато-серый, трещиноватый; 2 – аргиллит кирпично-красный, с отложением карбонатов кальция по плоскостям трещиноватости; 3 – алевролит бурый до кирпично-красного, трещиноватый, термально измененный, с пленками карбонатов по плоскостям трещиноватости; 4 – мергель кирпично-красный, термально измененный, с белесым налетом карбонатов; 5 – алевролит от светло-желтого до зеленовато-серого цветов, термально измененный, трещиноватый (по трещинам бурые карбонатно-железистые образования); 6 – мергель красно-бурого цвета с пятнистостью в светлых серо-зеленых тонах. По трещинам отмечается карбонатизация и развитие аргиллита от коричневого до серого цветов с зеленоватым оттенком и раковистым изломом; 7 – алевролит бурого цвета с тонкими прослойками аргиллита и мергеля, развитые за пределами ореола термально измененных пород; 8 – задернованная осыпь; 9 – тело щелочного микроклинопироксента. В верхнем контакте мучнистый белый налет карбонатно-кремнистого материала местами до 0.5 см толщиной; 10 – материал осыпи на склоне (местами задернован) и фрагменты пород расчистки обнажения.

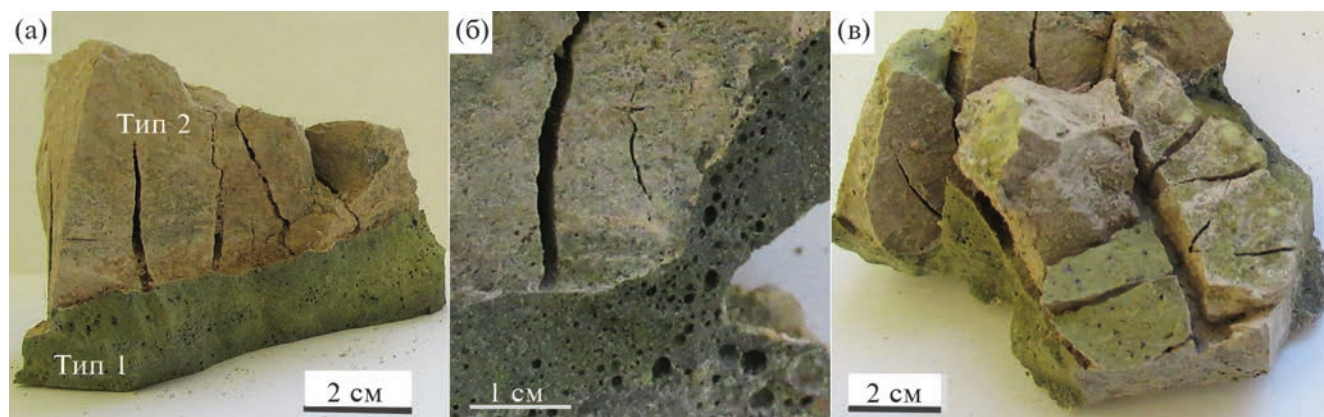


Рис. 2. Образцы щелочного микроклинопироксенита из пластообразного тела в р-не Пуртовино, представляющие два характерных типа. (а) Породы типа 1 и типа 2, имеющие дискретную линию контакта, представляют собой выделяемую эндо- и экзоконтактовую фацию соответственно. Экзоконтактовые породы большей частью стекловатые. Для них характерны вертикально ориентированные трещины контракционного происхождения. (б) Фрагменты высокопористых текстур. (в) Вид сверху.

наложения мешающего излучения V. Для компенсации потери интенсивности регистрация проведена с использованием светосильного канала спектрометра. Наложение линии $TiK\beta_1$ на $VK\alpha$ корректировалось с помощью программного обеспечения overlap correction. В качестве стандартов использованы диопсид (Ca, Mg, Fe), пироп (Mg, Fe, Si, Al), хромсодержащий гранат (Cr), марганецсодержащий гранат (Mn), титансодержащее диопсидовое стекло (Ti), альбит (Na), ортоклаз (K). Минимальные уровни обнаружения в оксидной форме составили, мас. %: ≤ 0.01 (Mg, Fe, Ca, K, Mn, Cr, Ti), ≤ 0.02 (Al, Na), ≤ 0.03 (Si). В ходе аналитических работ применялась программа коррекции ZAF. Точность и воспроизводимость аналитических процедур оценивались по (Korolyuk et al., 2009).

Значительная часть анализов выполнена методом количественной сканирующей электронной микроскопии и энерго-дисперсионной спектроскопии (СЭМ-ЭДС) в R&D Центре НорНикеля, СФУ, г. Красноярск. Более двух тысяч точечных определений составов выполнены на установке Tescan Vega III SBH (Tescan Orsay Holding) с интегрированной системой Oxford X-Act (Oxford Instruments Nanoanalysis) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1.2 нА. Использовались сертифицированные образцы стандартов MAC (Micro-Analysis Consultants Ltd, Великобритания; рег. № 11192). Измерение тока зонда производилось на стандарте кобальта MAC (рег. № 9941) через каждые 60 мин исследования.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ, ТЕКСТУРЫ И СОСТАВЫ

В работе (Труфанов, Масайтис, 2007) в исследованном теле клинопироксенита отмечались

клинопироксен, лейцит и волластонит. В табл. 1 мы представляем полный перечень установленных минералов. Изученная порода может быть отнесена к разновидности лейцит–мелилитового клинопироксенита, так как содержание мелилита в ней эпизодически достигает и даже несколько превышает 10 об. % (Mitchell, 1996). Выборочные анализы клинопироксена и шпинелидов, выполненные методами ВДС и СЭМ-ЭДС соответственно, приводятся в табл. 2, 3. Более полные данные представлены в Supplementary² 1, ESM_1 (клинопироксен), ESM_2 (мелилит), ESM_3 (лейцит), ESM_4 (волластонит), ESM_5 (кальцит), ESM_6 (ларнит), ESM_7 (сепиолит–пальгорскит), ESM_8 (браунмиллерит), ESM_9 (минералы группы шпинели) и ESM_10 (вероятно, кельтит). Характерные текстуры пород и примеры минеральных ассоциаций показаны на рис. 3а–3е, 4а–4ж и 5а–5г.

Клинопироксен, по составу близкий к диопсиду, присутствует в самых разных структурно-текстурных формах и является основным породообразующим минералом щелочно-ультраосновного тела.

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены составы в теле лейцит-мелилитового микроклинопироксенита в районе Пуртовино, см. Supplementary 1:

ESM_1.xlsx – Составы клинопироксена;
ESM_2.xlsx – Составы мелилита;
ESM_3.xlsx – Составы лейцита;
ESM_4.xlsx – Составы волластонита;
ESM_5.xlsx – Составы кальцита;
ESM_6.xlsx – Составы ларнита;
ESM_7.xlsx – Составы зерен сепиолита–пальгорскита;
ESM_8.xlsx – Составы браунмиллерита;
ESM_9.xlsx – Составы минералов группы шпинели;
ESM_10.xlsx – Составы Ca-Fe титаносиликата.

Таблица 1. Перечень и относительная распространенность минералов в теле лейцит-мелилитового микроклинопироксена в р-не Пуртовино

№ п/п	Минерал	Основной	Подчиненный	Второстепенный или редкий
1	Диопсид	X (≤70–75 об. %)		
2	Эссенеит			X
3	Геденбергит			X
4	Мелилит (серия акерманит–геленит)		X (≤10–15 об. %)	
5	Лейцит		X (≤10%)	
6	Волластонит		X (≤5%)	
7	Кальцит		X (≤3–5%)	
8	Силикатное стекло (K–Na–(Al)-содержащее)		X (≤10%)	
9	Сепиолит–палыгорскит			X
10	Плагиоклаз ($Or_{6.1-8.8}Ab_{17.5-19.3}An_{71.9-76.3}$)			X
11	Браунмиллерит (и его Fe ³⁺ –доминантный аналог)			X
12	Ларнит			X
13	Шпинель (обогащена Cr, Fe ³⁺)			X
14	Магнезиоферрит			X
15	Магнетит (магнезиальный)			X
16	Магнезиохромит			X
17	Фторapatит			X
18	Кварц (ксеногенный)			X
19	Zr-содержащий Ca-Fe титаносиликат			X

Наиболее развиты микрозернистые разновидности диопсида, где ширина его индивидов не превышает 0.1 мм. Сравнительно крупные субидиоморфные кристаллы длиной до 2 мм присутствуют локально. Микрозернистый *Срх* может заполнять пустоты ранее существовавших флюидных включений (рис. 3а, 3б). Кристаллиты и скелетные зерна *Срх* часто ассоциируют с участками видимой контаминации в зоне контакта с зернами кварца или его полиморфной модификацией (кристобалит, тридимит). Реликтовые зерна кварца, частично резорбированные, могут быть условно названы “ксеногенными” в том смысле, что они оказались захваченными расплавом в качестве твердофазных продуктов. Зерна ксеногенного кварца неизменно окружены выделениями K–Na–(Al)-содержащего силикатного стекла (рис. 4д–4е). Некоторые субидиоморфные кристаллы *Срх* имеют концентрически зональное строение с развитием осцилляторной и скрытой типов зональности (рис. 5а–5г). Здесь в прикраевых

участках, как и в ядре, наблюдаются явные свидетельства резорбции расплавом более ранних зон.

Довольно необычны и редки дендритоподобные формы титанистого геденбергита (3.70 мас. % TiO₂ и 0.25 а.ф.е. Fe³⁺; № 13 в табл. 2), ассоциирующие с веерными текстурами, сложенными игольчатыми выделениями мелилита и плагиоклаза (рис. 4ж). Высокое расчетное содержание Fe³⁺ в геденбергите в прикраевой фации клинопироксенитов указывает на окисленную среду расплава. Составы клинопироксена основного объема тела (Supplementary 1, ESM_1) соответствуют таковым серии диопсид–эссенеит (Morimoto et al., 1988). Концентрации Mg и Fe в зернах *Срх* широко варьируют. Содержание MgO и FeO_{общ.} составляют от 2 до 20 мас. % (рис. 6а). Пересчет составов клинопироксена указывает на постоянное наличие умеренной до высокой концентрации Fe³⁺. Это обстоятельство хорошо согласуется с повышенным значением окисного железа в представительном

Таблица 2. Представительные составы зерен клинопироксена из тела лейцит-мелилитового микроклинопироксенита в р-не Пурговина

№	Метод	Ан.	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{общ.}	Fe ₂ O ₃ зввч.	FeO _{выч.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	ВДС	<i>Di</i> -1	44.82	0.83	0.06	7.82	0.03	9.14	9.47	0.61	0.24	11.58	24.51	0.29	0.05	100.31
2	ВДС	<i>Di</i> -2	45.64	0.74	0.09	7.27	0.03	8.01	7.68	1.09	0.24	12.18	23.99	0.31	0.03	99.30
3	ВДС	<i>Di</i> -3	44.24	0.86	—	8.51	—	9.30	8.32	1.82	0.25	11.11	24.13	0.18	0.02	99.43
4	ВДС	<i>Di</i> -4	45.14	0.83	0.03	7.71	0.03	8.87	7.32	2.28	0.24	11.69	24.16	0.07	0.03	99.54
5	ВДС	<i>Di</i> -5	44.80	0.78	0.04	7.60	0.09	9.95	9.59	1.32	0.25	11.46	23.99	0.32	0.03	100.25
6	ВДС	<i>Ess</i> -1	33.82	2.61	—	15.04	0.04	14.81	16.05	0.37	0.67	4.57	24.61	0.42	0.04	98.23
7	ВДС	<i>Di</i> -6	38.06	1.92	0.04	13.28	0.01	13.72	13.30	1.75	0.45	7.12	23.97	0.33	0.04	100.27
8	ЭДС	<i>Di</i> -7	40.52	1.73	—	11.62	—	11.54	11.19	1.47	0.31	8.99	24.30	0.23	—	100.36
9	ЭДС	<i>Di</i> -8	41.59	1.65	—	10.71	—	11.30	11.10	1.31	0.39	9.39	24.46	0.31	—	100.91
10	ЭДС	<i>Di</i> -9	41.48	0.50	—	10.49	—	15.50	11.66	5.01	0.00	7.63	23.66	—	0.37	100.80
11	ЭДС	<i>Di</i> -10	39.51	1.28	—	11.43	—	13.92	14.09	1.24	0.00	8.79	24.58	—	—	100.92
12	ЭДС	<i>Ess</i> -2	39.13	1.23	—	13.83	—	17.20	12.75	5.73	1.19	2.59	22.36	0.97	1.05	100.83
13	ЭДС	<i>Hd</i>	40.18	3.70	—	8.79	—	17.35	8.50	9.70	1.70	4.48	22.12	0.50	0.43	100.10
14	ЭДС	<i>Ess</i> -3	35.47	5.69	—	6.65	—	20.74	14.78	7.44	1.56	2.01	25.20	0.57	—	99.37
15	ЭДС	<i>Di</i> -11	37.57	2.97	—	15.53	—	12.39	9.51	3.83	0.00	6.75	24.77	—	—	100.93

Формулы, пересчитанные на 6 атомов кислорода

№	Si	Ti	Zr	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K
1	1.68	0.02	0.001	0.35	0.001	0.27	0.02	0.01	0.65	0.98	0.02	0.002
2	1.72	0.02	0.002	0.32	0.001	0.22	0.03	0.01	0.68	0.97	0.02	0.001
3	1.67	0.02	—	0.38	—	0.24	0.06	0.01	0.63	0.98	0.01	0.001
4	1.70	0.02	0.001	0.34	0.001	0.21	0.07	0.01	0.66	0.98	0.01	0.001
5	1.68	0.02	0.001	0.34	0.003	0.27	0.04	0.01	0.64	0.97	0.02	0.001
6	1.35	0.08	—	0.71	0.001	0.48	0.01	0.02	0.27	1.05	0.03	0.002
7	1.46	0.06	0.001	0.60	—	0.38	0.06	0.01	0.41	0.99	0.02	0.002
8	1.54	0.05	—	0.52	—	0.32	0.05	0.01	0.51	0.99	0.02	0.000
9	1.57	0.05	—	0.48	—	0.32	0.04	0.01	0.53	0.99	0.02	0.000
10	1.59	0.01	—	0.47	—	0.34	0.16	—	0.44	0.97	—	0.018
11	1.50	0.04	—	0.51	—	0.40	0.04	—	0.50	1.00	—	0.000
12	1.52	0.04	—	0.63	—	0.37	0.19	0.04	0.15	0.93	0.07	0.052
13	1.59	0.11	—	0.41	—	0.25	0.32	0.06	0.26	0.94	0.04	0.022
14	1.46	0.18	—	0.32	—	0.46	0.26	0.05	0.12	1.11	0.05	0.000
15	1.43	0.09	—	0.70	—	0.27	0.12	—	0.38	1.01	—	0.000

Примечание. Результаты электронно-микронных анализов, выполненных методом волновой дисперсионной спектроскопии (ВДС) и энерго-дисперсион-ной спектроскопии (ЭДС), приводятся в мас. %. Значения атомов на форм. ед. (а.ф.е) пересчитывались на 6 атомов кислорода с учетом стехиометрии и баланса зарядов. *Di*, *Ess* и *Hd*: диопсид, эссенит и геденбергит соответственно. Состав № 10 относится к включению диопсида в лейците в ассоциации с зернами магне-зиоферрита (рис. 3д). Состав № 13 представляет геденбергит в дендритовой ассоциации (рис. 4ж).

Таблица 3. Представительные составы минералов группы шпинели из тела лейцит-меллитового микроклинопироксена в р-не Пурговино

№	Ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{общ.}	Fe ₂ O ₃ зач.	FeO _{выщ.}	MnO	MgO	CaO	Сумма
1	<i>Spl</i> -1	0.77	1.93	29.48	0.42	45.46	37.67	11.56	1.19	16.48	0.85	100.35
2	<i>Spl</i> -2	—	—	39.47	—	35.67	34.00	5.07	—	20.94	0.55	100.04
3	<i>Spl</i> -3	0.71	0.33	22.35	32.37	26.75	15.13	13.13	0.96	13.71	1.25	99.95
4	<i>Spl</i> -4	—	1.15	35.20	—	39.77	36.04	7.34	0.85	18.77	1.11	100.46
5	<i>Spl</i> -5	2.12	0.78	43.68	—	28.82	23.02	8.10	0.79	20.08	2.27	100.85
6	<i>Spl</i> -6	—	0.95	31.71	—	44.18	40.39	7.83	0.89	18.29	0.69	100.76
7	<i>Mchr</i> -1	—	—	11.56	47.16	21.11	15.74	6.95	1.56	15.89	0.52	99.38
8	<i>Mchr</i> -2	—	0.32	21.92	33.44	26.85	15.26	13.12	0.96	13.30	0.70	99.02
9	<i>Mchr</i> -3	—	0.37	20.10	32.96	29.37	18.23	12.96	0.94	13.22	0.88	99.67
10	<i>Mchr</i> -4	—	—	13.79	46.61	22.72	12.18	11.76	1.29	13.30	0.35	99.28
11	<i>Mchr</i> -5	—	—	14.17	42.05	25.41	17.00	10.12	—	14.13	1.72	99.18
12	<i>Mchr</i> -6	—	0.30	13.26	42.44	26.64	18.61	9.90	1.08	14.28	1.46	101.32
13	<i>Mfr</i> -1	0.53	1.27	19.05	—	55.82	50.78	10.13	1.02	14.74	1.86	99.38
14	<i>Mfr</i> -2	—	1.12	19.99	—	56.12	51.44	9.83	0.97	15.27	0.94	99.56
15	<i>Mfr</i> -3	—	—	26.13	—	56.45	42.88	17.87	0.93	10.60	—	98.40
16	<i>Mag</i> -1	—	3.59	5.61	—	75.75	57.63	23.89	0.83	6.37	0.20	98.12
17	<i>Mag</i> -2	—	4.37	10.17	—	73.42	50.12	28.32	—	5.19	—	98.17

Формулы, пересчитанные на 4 атома кислорода

№	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Mg#	Fe ³⁺ #
1	0.02	0.04	1.02	0.01	0.84	0.28	0.03	0.72	0.03	69.7	74.6
2	—	—	1.29	—	0.71	0.12	—	0.87	0.02	88.0	85.8
3	0.02	0.01	0.81	0.78	0.35	0.34	0.02	0.63	0.04	63.4	50.9
4	—	0.02	1.18	—	0.77	0.17	0.02	0.80	0.03	80.3	81.5
5	0.06	0.02	1.39	—	0.47	0.18	0.02	0.81	0.07	80.1	71.9
6	—	0.02	1.08	—	0.88	0.19	0.02	0.79	0.02	78.9	82.3
7	—	—	0.43	1.19	0.38	0.19	0.04	0.76	0.02	76.9	67.1
8	—	0.01	0.80	0.82	0.36	0.34	0.03	0.62	0.02	62.7	51.2
9	—	0.01	0.74	0.81	0.43	0.34	0.02	0.62	0.03	62.9	55.9
10	—	—	0.52	1.18	0.29	0.32	0.04	0.64	0.01	64.5	48.2
11	—	—	0.53	1.06	0.41	0.27	—	0.67	0.06	71.4	60.2
12	—	0.01	0.49	1.05	0.44	0.26	0.03	0.67	0.05	69.9	62.9
13	0.02	0.03	0.71	—	1.20	0.27	0.03	0.69	0.06	70.2	81.9
14	—	0.03	0.74	—	1.21	0.26	0.03	0.71	0.03	71.6	82.5
15	—	—	0.98	—	1.02	0.47	0.02	0.50	—	50.1	68.4
16	—	0.10	0.24	—	1.57	0.72	0.03	0.34	0.01	31.5	68.5
17	—	0.12	0.43	—	1.34	0.84	—	0.28	—	24.6	61.4

Примечание. Результаты СЭМ-ЭДС анализов представлены в мас. %. *Spl* — шпинель, *Mchr* — магнезиохромит, *Mfr* — магнезиоферрит, *Mag* — магнетит. Прочерк — не обнаружено. Содержания FeO, Fe₂O₃ и значения атомов на форм. ед. (а.ф.е.) пересчитывались на 4 атома кислорода с учетом стехиометрии и баланса зарядов. Mg# = 100Mg/(Mg + Fe²⁺ + Mn) и Fe³⁺# = 100Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺).

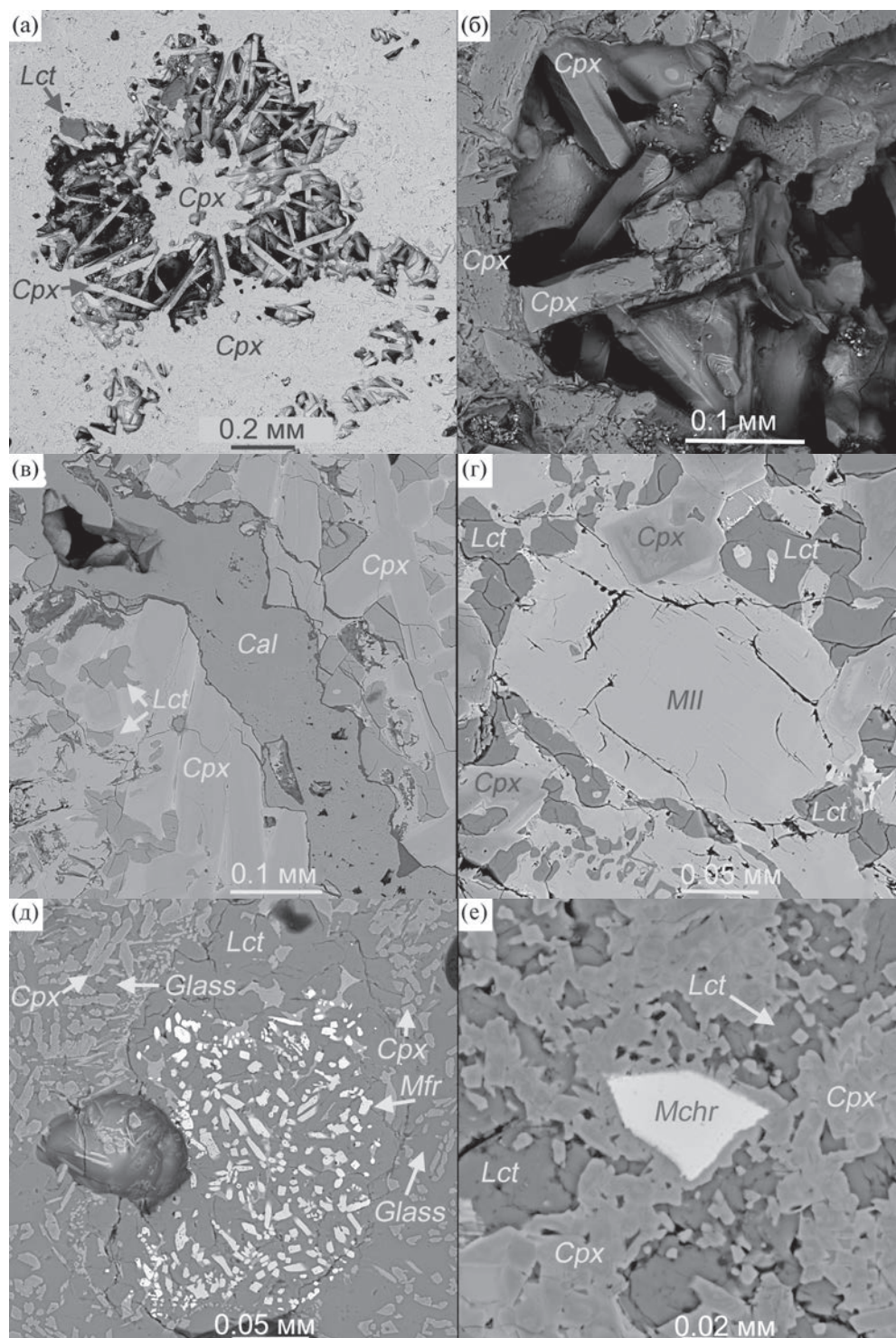


Рис. 3. Изображения в обратнорассеянных электронах, показывающие характерные структуры и ассоциации тела в р-не Пуртовино. (а, б) Разновидности микрозернистого клинопироксенита (Cpx). (в) Зерна Cpx, которые содержат включения лейцита (Lct) и ассоциируют с крупными прожилковидными зернами кальцита (Cal). Таблитчатое зерно мелилита (Mll), окруженное лейцитом (Lct) на рис. (г), ассоциирует с небольшими зональными зернами Cpx. Симплектитовые выделения Lct находятся во вмещающем мелилите, Mll (нижняя часть рис. 3г). (д) Агрегаты минералов серии магнезиоферрит–магнетит (Mfr–Mag), ассоциирующие с лейцитом (Lct) и силикатным стеклом: Glass (K–Na–(Al)-содержащим). Следует отметить развитие кристаллитов Cpx на рис. 3д. Субидиоморфное зерно магнезиохромита (Mchr на рис. 3е) ассоциирует с микрозернистым Cpx (зональным) и интерстициальными выделениями лейцита (Lct).

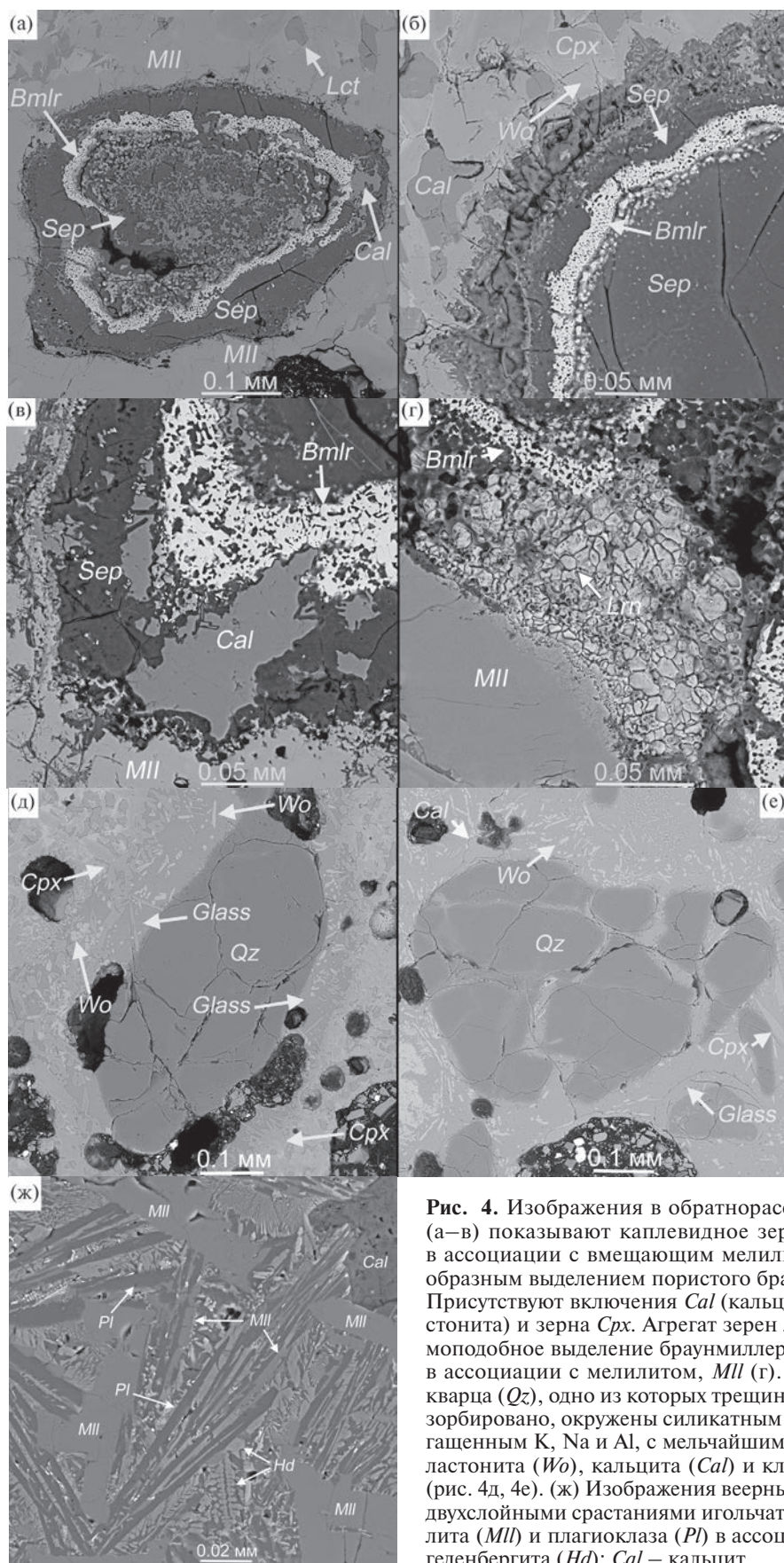


Рис. 4. Изображения в обратнорассеянных электронах (а–в) показывают каплевидное зерно сепиолита (*Sep*) в ассоциации с вмещающим мелилитом (*Mll*) и каймообразным выделением пористого браунмиллерита (*Bmlr*). Присутствуют включения *Cal* (кальцита), *Lct*, *Wo* (волластонита) и зерна *Cpx*. Агрегат зерен ларнита (*Lrn*) и каймоподобное выделение браунмиллерита (*Bmlr*) находятся в ассоциации с мелилитом, *Mll* (г). Ксеногенные зерна кварца (*Qz*), одно из которых трещиновато и частично резорбировано, окружены силикатным стеклом (*Glass*), обогащенным К, Na и Al, с мельчайшими включениями волластонита (*Wo*), кальцита (*Cal*) и клинопироксена (*Cpx*) (рис. 4д, 4е). (ж) Изображения веерных текстур, слагаемых двухслойными срастаниями игольчатых кристаллов мелилита (*Mll*) и плагиоклаза (*Pl*) в ассоциации с дендритами геденбергита (*Hd*); *Cal* – кальцит.

химическом анализе породы тела (Труфанов, Массайтис, 2007), в мас. %: SiO_2 42.70, TiO_2 0.54, Al_2O_3 10.30, Fe_2O_3 5.10, FeO 2.44, MnO 0.14, MgO 8.87, CaO 24.60, Na_2O 0.30, K_2O 3.43, P_2O_5 0.22, П.п.п. 0.67, сумма 99.31.

В составах серии диопсид–эссенеит наблюдаются следующие значимые и сильно отрицательные корреляции в парах: Fe^{3+} – Mg (рис. 6б), Al – Mg (рис. 6в) и Si – Al (рис. 6д). Корреляции Fe^{3+} – Al и Al – Ti , напротив, положительны (рис. 6г, 6е). Наиболее обогащенный титаном клинопироксен в этой серии соответствует эссенеиту (5.69 мас. % TiO_2 ; № 14 в табл. 2). Составы, определенные методом ВДС в каймах зональных зерен (рис. 5а, 5в), также отвечают эссенеиту (№ 6 в табл. 2): $(\text{Ca}_{0.97}\text{Na}_{0.03})\Sigma_{1.00}(\text{Fe}^{3+}_{0.48}\text{Mg}_{0.27}\text{Ca}_{0.08}\text{Ti}_{0.08}\text{Al}_{0.06}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}^{2+}_{0.01})\Sigma_{1.00}(\text{Si}_{1.35}\text{Al}_{0.65})\Sigma_{2.00}\text{O}_6$ (Supplementary 1, ESM_1). Вероятно, наличие лишь следовых содержаний Fe^{2+} : 0.37 мас. % FeO , тогда как расчетное содержание Fe_2O_3 весьма значительно: 16.05 мас. %. Зарегистрированный максимум концентрации Fe^{3+} в эссенеите составляет 0.54 а.ф.е.

Результаты детальных микрозондовых профилей, *ab* и *cd*, выполненных методом ВДС с шагом 2 мкм по всей длине и ширине идиоморфного зонального зерна клинопироксена (рис. 5а, 5в), представлены на рис. 7а–7з и в Supplementary 1, ESM_1. Существенный рост Fe^{3+} (обусловленный присутствием эссенеитового компонента) наблюдается от ядра к кайме зонального зерна. Согласованно с ним возрастают содержания K , Na , Mn , Ti и Al . Наблюдаемые

тренды указывают на существование четырех стадий кристаллизации, согласно вариациям в содержании Mg , показано схематически на рис. 7и.

Мелилит является вторым по степени распространенности минералом (табл. 1). Его зерна показывают призматический габитус и подчас достигают 0.5 мм (рис. 3г), находясь в типичной тесной ассоциации с клинопироксеном, лейцитом, волластонитом или сепиолитом и кальцитом (рис. 4а, 4в, 5б–5г). Протяженная серия твердого раствора простирается от акерманита, $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$, до его границы с полем геленита, $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_7$ (рис. 8; Supplementary 1, ESM_2). Существенные количества Na (до 0.30 а.ф.е.) изоморфно замещают Ca в этой серии (рис. 9). Игольчатые кристаллы мелилита наблюдаются в сростании с кальциевым плагиоклазом состава $\text{Or}_{6.1-8.8}\text{Ab}_{17.5-19.3}\text{An}_{71.9-76.3}$ (рис. 4ж). Представительные результаты анализа (СЭМ-ЭДС) плагиоклаза, в мас. %: SiO_2 50.10, Al_2O_3 28.74, Fe_2O_3 3.34 (все Fe в форме Fe_2O_3), CaO 14.96, Na_2O 2.22, K_2O 1.54, сумма 100.90, соответствуют формуле $(\text{Ca}_{0.74}\text{Na}_{0.20}\text{K}_{0.09})\Sigma_{1.03}(\text{Si}_{2.30}\text{Al}_{1.56}\text{Fe}^{3+}_{0.12})\Sigma_{1.98}\text{O}_8$.

Лейцит развит в форме неравномерно рассеянных небольших зерен или образует прожилки, не превышающие 0.1 мм в поперечнике, микрокристаллов и их агрегатов, или формирует симплектиковые структуры прорастания в мелилите, который окружен поздними выделениями лейцита (рис. 3г–3е, 5а–5г). Его зерна содержат заметные примеси Na и Fe , до 1–1.5 мас. % Na_2O и FeO соответственно (Supplementary 1, ESM_3).

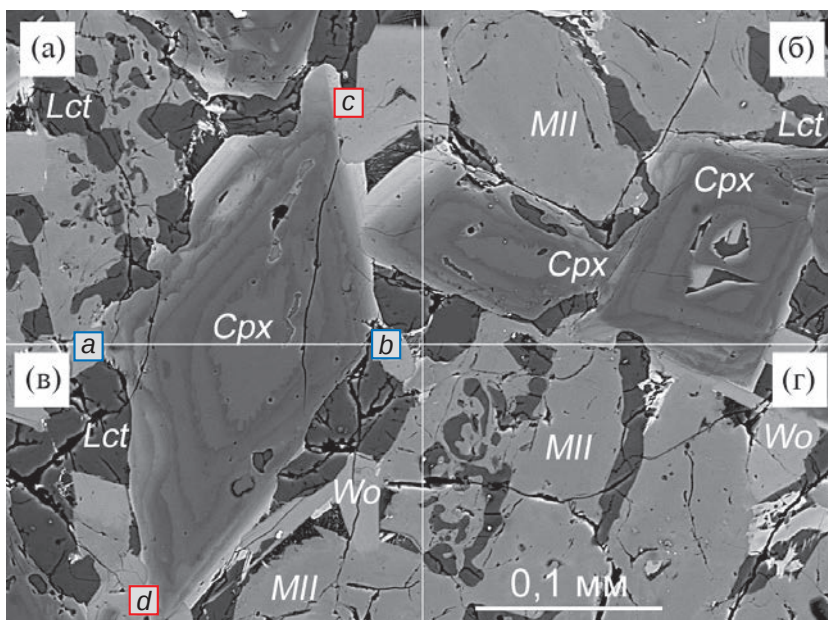


Рис. 5. Изображения в обратнорассеянных электронах показывают характерные примеры зональности в зернах клинопироксена (*Cpx*), ассоциирующих с мелилитом (*Mli*), волластонитом (*Wo*) и лейцитом (*Lct*). Латинскими буквами *a–d* показано положение начальных и конечных точек анализа в детальных микрозондовых профилях (*ab* и *cd*), результаты которых обсуждаются в тексте и представлены на рис. 7а–7и.

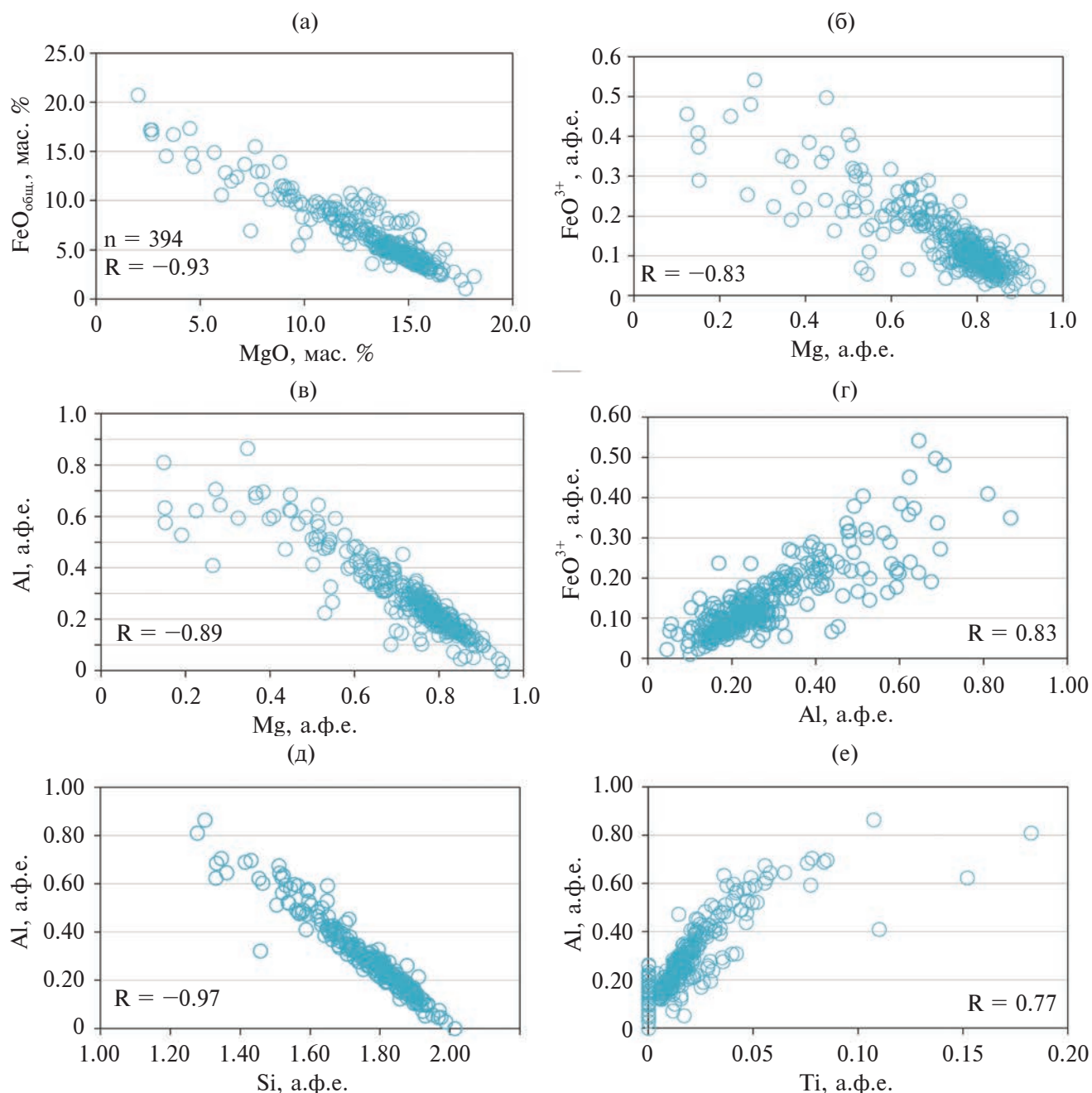


Рис. 6. Вариации содержаний $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ – MgO в мас. % (а), а также Fe^{3+} – Mg (б), Al – Mg (в), Fe^{3+} – Al (г), Al – Si (д) и Ti – Al (е), выраженные в значениях атомов на форм. ед. (а.ф.е.), наблюдаемые по результатам 394 анализов ($n=394$) зерен клинопироксена в его различных текстурно-структурных формах в теле р-на Пуртовино. На графиках показаны значения коэффициента корреляции (R).

Волластонит образует небольшие зерна (до 0.1 мм), ассоциирующие с клинопироксеном и мелилитом (рис. 5а–5г) или включения в стекле (рис. 4д, 4е). Он обычно содержит до 2 и 1 мас. % MgO и FeO соответственно (Supplementary 1, ESM_4). Включения и прожилки кальцита достигают 0.3–0.4 мм в длину (рис. 3в, 4б, 4в). Составы

зерен могут быть существенно обогащены Mg (6 мас. % MgO ; Supplementary 1, ESM_5). Кальцит, относимый к более поздней генерации, развит в ассоциации с сепиолитом (рис. 4а, 4в). Микрозернистые кластеры ларнита ассоциируют с зернами мелилита (рис. 4г). Состав ларнита (Supplementary 1, ESM_6) весьма близко соответствует Ca_2SiO_4 .

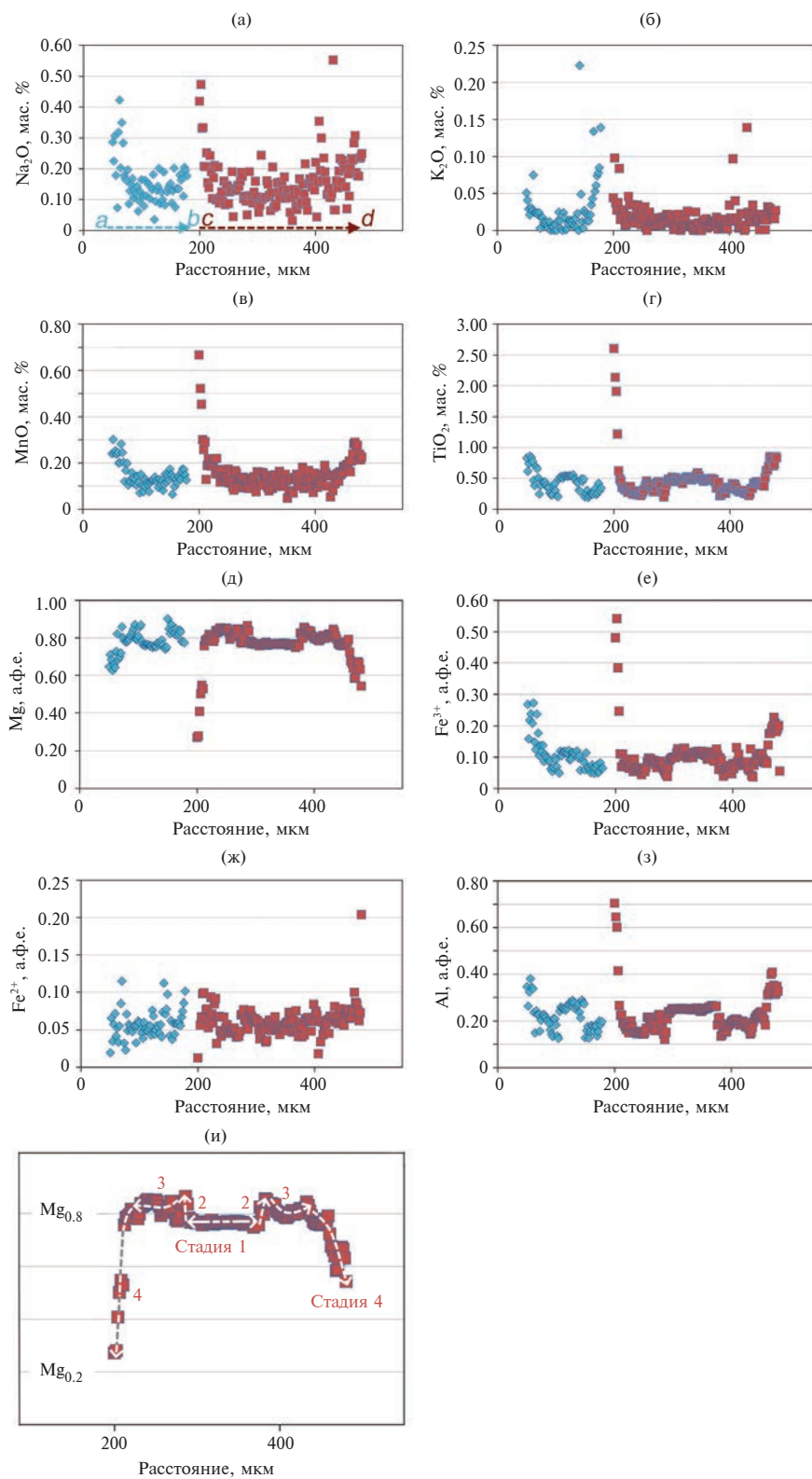


Рис. 7. Вариации составов зональных зерен клинопироксена из тела р-на Пуртовино, установленные по данным электронно-микронзондовых профилей *ab* и *cd*. Проанализированные зерна *Cpx* и расположение профилей приводятся на рис. 5а—5г. Содержания Na_2O (а), K_2O (б), MnO (в), TiO_2 (г) представлены в мас. %, тогда как Mg (д), Fe^{3+} (е), Fe^{2+} (ж) и Al (з) — в значениях атомов на форм. ед. (а.ф.е.). Расстояние по оси абсцисс дано в микрометрах. На рис. 7и схематически представлены четыре выделяемые стадии кристаллизации, которые обсуждаются в тексте.

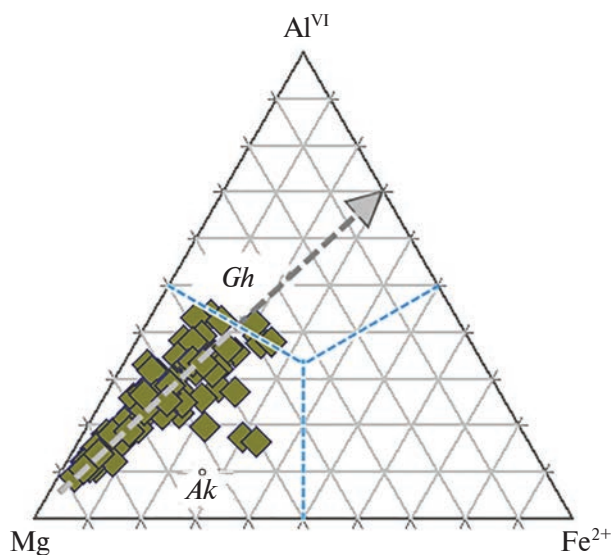


Рис. 8. Вариации составов мелилита, т.е. членов серии акерманит–геленит (*Ak–Gh*) на диаграмме $\text{Mg–Al}^{\text{VI}}\text{–Fe}^{2+}$ по результатам 83 анализов ($n = 83$).

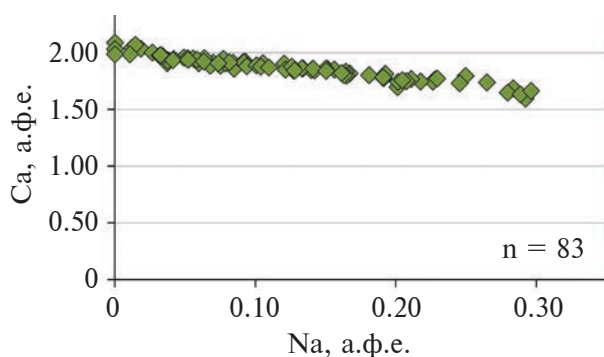


Рис. 9. Вариации составов минералов серии акерманит–геленит на диаграмме Ca–Na , выраженные в значениях атомов на форм. ед. (а.ф.е.) ($n = 83$).

Зерна сепиолита–пальгорскита, до 0.5 мм в диаметре, содержат 17–25 мас. % MgO (Supplementary 1, ESM_7). Средний состав сепиолита (по данным анализов 19 зерен) может быть удовлетворительно пересчитан (на безводной основе) на 32 атома кислорода: $(\text{Mg}_{6.84}\text{Ca}_{0.63}\text{Fe}_{0.17}\text{K}_{0.16}\text{Mn}_{0.03})\Sigma_{7.83}(\text{Si}_{11.29}\text{Al}_{1.09})\Sigma_{12.38}\text{O}_{32}$, что соответствует сребродольскому (Fe^{3+} –доминантному аналогу браунмиллерита: Чесноков, Баженова, 1985). Интересно отметить, что внутренние каймы браунмиллерита, развивающиеся во вмещающем сепиолите (рис. 4а), могут быть низкоглиноземистыми по составу: $\text{Ca}_{1.97}(\text{Fe}^{3+}_{0.96}\text{Al}_{0.64}\text{Si}_{0.15}\text{Mg}_{0.12}\text{Ti}_{0.07}\text{Mn}_{0.07})\Sigma_{2.01}\text{O}_5$, что указывает на вероятность существования “неназванного” Fe^{3+} –доминантного аналога браунмиллерита (Supplementary 1, ESM_8).

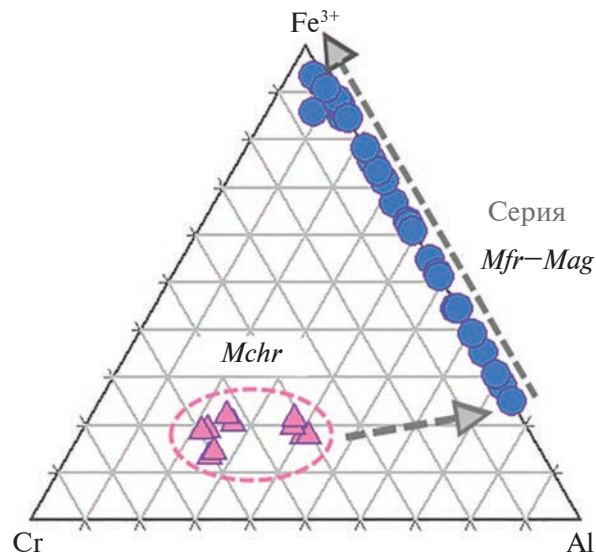


Рис. 10. Вариации составов магнезиохромита (*Mchr*; $n = 10$) и членов серии магнезиоферрит–магнетит (*Mfr–Mag*; $n = 30$) на треугольной диаграмме $\text{Cr–Fe}^{3+}\text{–Al}$. Несколько составов шпинели, обогащенной Fe^{3+} (компонентом *Mfr*), условно включены в наблюдаемую серию *Mfr–Mag*.

Выявлены две генерации минералов группы шпинели, представленные магнезиохромитом и членами серии магнезиоферрит–магнетит. Последняя серия твердых растворов включает шпинелиды, наиболее обогащенные Fe^{3+} (рис. 3д, 3е). Представительные составы минералов группы шпинели приводятся в табл. 3, тогда как в Supplementary 1, ESM_9 представлен более широкий спектр наблюдаемых составов. Как можно видеть, в теле присутствуют разновидности шпинели, хромистой шпинели и магнезиохромита с высокой концентрацией Fe^{3+} , глиноземистого магнезиохромита (также обогащенного Fe^{3+}), глиноземистого магнезиоферрита и магнезиального магнетита. Значительное обогащение Fe^{3+} и Al выражается в высоких содержаниях магнезиоферритового, магнетитового, а также шпинелевого компонентов. Наблюдаемый тренд кристаллизации, вероятно, простирается от наиболее ранних фаз магнезиохромита к высокомагнезиальным фазам магнезиоферрита и далее к магнетитовой серии составов, в которой содержание *Mag* последовательно возрастает в ходе кристаллизации (рис. 10, 11а, 11б).

Довольно интересны прожилки ($\leq 10\text{–}15$ мкм) и неправильные по форме включения в мелилите, имеющие состав Zr –содержащего Ca–Fe титаносиликата, минеральный вид которого не идентифицирован (Supplementary 1, ESM_10). Составы нескольких включений ($n = 5$) хорошо согласуются между собой, мас. %: SiO_2 25.50–27.30, TiO_2 12.71–14.06, ZrO_2 0–0.82, Al_2O_3 3.17–4.04, Fe_2O_3 (общ.) 20.94–22.66, Cr_2O_3 0–0.88, MgO 0.66–1.14, CaO 32.53–33.26, сумма 97.53–100.23, и соответствуют формуле

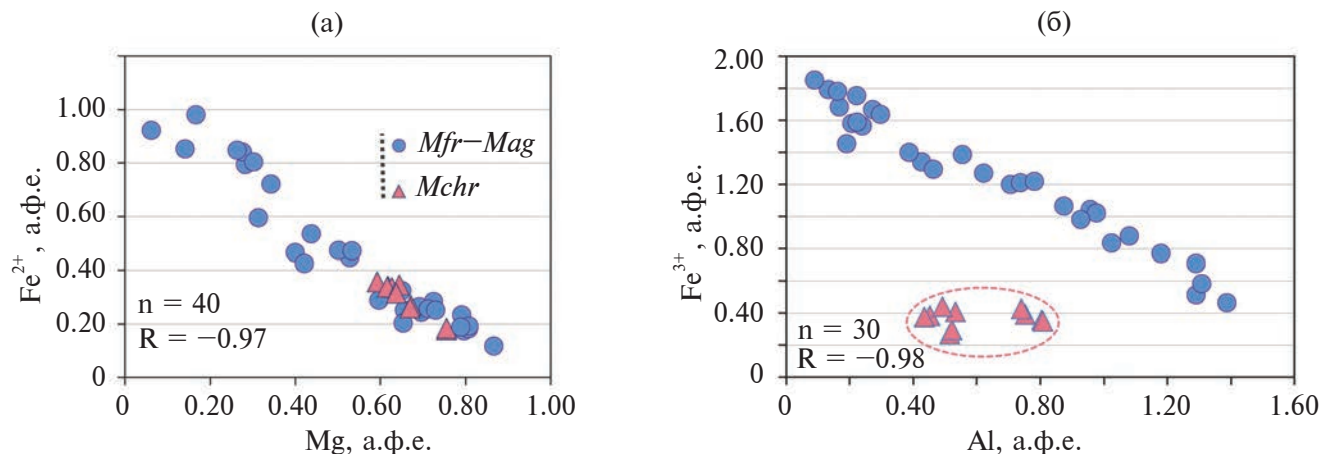


Рис. 11. Вариации составов магнезиохромита (*Mchr*) и членов серии магнезиоферрит–магнетит (*Mfr–Mag*) на диаграммах Fe^{2+} – Mg (а) и Fe^{3+} – Al (б), выраженные в значениях атомов на форм. ед. (а.ф.е.). Значение коэффициента корреляции (R), указанное на рис. 11б, рассчитано на основе составов членов серии *Mfr–Mag* ($n = 30$).

$\text{Ca}_{3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.55-1.69}\text{Ca}_{0.50-0.55}\text{Mg}_{0.10-0.17})\Sigma_{2.23-2.35}(\text{Ti}_{0.94-1.05}\text{Zr}_{0.01-0.04})\Sigma_{0.95-1.09}(\text{Si}_{2.54-2.69}\text{Al}_{0.38-0.47})\Sigma_{2.92-3.16}\text{O}_{14}$. Возможна аналогия или родство этого минерала с кельтитом, $\text{Ca}_3\text{TiSi}_2(\text{Fe}^{3+}_2\text{Si})\text{O}_{14}$, новым видом, недавно открытым в пирометаморфических породах в Палестине (Galushkina et al., 2021). Ксеногенные зерна кварца по составу соответствуют SiO_2 . Домены силикатного стекла в контакте с кварцем (рис. 4д–4е) неизменно имеют повышенные концентрации К, Na и Al, и потому можно допустить их формирование в связи с ассимиляцией фрагментов кварц-полевошпатового материала, захваченного расплавом из вмещающей толщи метаморфогенно-осадочных пород. Все проанализированные участки стекла в разных частях тела имеют однотипные, по существу, составы, т.е. фельзитовые, существенно калиевые и перщелочные ($n = 9$), мас. %: SiO_2 71.99 (65.16–77.19), TiO_2 0.40 (0–0.62), Al_2O_3 8.35 (5.11–13.75), $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ 3.14 (1.56–5.80), MgO 1.07 (0–1.89), CaO 2.59 (1.50–4.70), Na_2O 3.82 (2.43–4.62), K_2O 8.70 (7.60–10.29), сумма 100.05.

Мельчайшие зерна фторопатита (≤ 5 мкм) локализованы у границ зерен клинопироксена. Типичный состав, мас. %: P_2O_5 36.25, SiO_2 5.80, CaO 53.65, Na_2O 0.49, F 3.21, O=F 1.35, сумма 98.05, соответствует формуле $(\text{Ca}_{9.49}\text{Na}_{0.16})\Sigma_{9.65}(\text{P}_{5.07}\text{Si}_{0.96})\Sigma_{6.03}\text{O}_{24}(\text{F}_{1.68}\text{OH}_{0.32})$, рассчитанной на 25 атомов кислорода. Дополнительно отмечалось единичное субмикронное включение вероятного оксида меди. Минералов никеля в исследованных образцах не установлено.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И НАБЛЮДЕНИЙ

Образование паралавы и пирогенный генезис клинопироксена *p*-на Пуртовино

Своеобразие минеральных ассоциаций и геологические особенности (рис. 1г) указывают на

весьма высокую вероятность кристаллизации тела щелочно-ультраосновных пород в связи с процессами формирования паралавы. К свидетельствам такого происхождения можно отнести уникальность тела в масштабах региона и Русской плиты, его геологическую структуру, морфологию, размерность, наличие внешнего ореола термально измененных и оплавленных образований, стекловатых текстур, а также широко развитых пор и пустот. Экзотичная минеральная ассоциация с преобладанием микрокристаллических форм *Spx*, развитием эссенеита и других видов с чрезвычайно высоким содержанием Fe^{3+} (диопсида, шпинелидов, браунмиллерита, сребродольскита), кальциевого плагиоклаза, мелилита, лейцита, ларнита и волластонита — укладываются в эту схему петрогенезиса. Значительное количество примеси окисного железа (3.34 мас. % Fe_2O_3) в плагиоклазе также является характерной чертой.

Остается неясным источник высокой температуры, обусловившей плавление столь значительного объема алевролитов и мергелей с широко проявленными эффектами термального контактового метаморфизма, затронувшего осадочные породы верхнепермского возраста. Как известно, основным источником тепла при формировании паралав и при пирометаморфизме является самопроизвольное горение каменноугольных пластов (например, Cosca et al., 1989). Вместе с тем образование пирогенных лав на основе горения нескрытых угольных залежей требует реализации нескольких условий: 1) собственно самопроизвольное возгорание вряд ли возможно в полностью закрытой системе и требует частичного притока воздуха, как агента окисления и горения; 2) устойчивое и длительное горение, генерирующее высокотемпературные условия (до 1450°C) с формированием лав (или крупных фрагментов оплавленных осадочно-метаморфогенных пород), требует циркуляции

с систематическим поступлением воздуха и удалением продуктов горения; 3) объем длительно горящей угольной залежи или пласта должен быть довольно значительным. По-видимому, в связи с этими факторами, формирование паралав в геологической истории является довольно редким даже в угленосных районах, таких как Кузбасс. Как известно, пирометаморфические явления значительно представлены в самовозгорающихся угольных отвалах (Sokol et al., 1998, 2002). Образование паралав широкого спектра химических составов и развитие в них весьма разнообразных и аномальных минеральных ассоциаций контролируются рядом факторов. Среди наиболее существенных отмечаются следующие: составы исходных, переплавленных осадочных пород, температурный режим процесса плавления и охлаждения, ликвационные явления, конвективные процессы, насыщенность среды минералообразования летучими компонентами, режим и флуктуация уровня fO_2 в системе (Cosca et al., 1989; Перетьяжко и др., 2018; Peretyazhko et al., 2021; Sharygin, 2019; Guy et al., 2020; Zhang et al., 2020).

Представления о пирогенном генезисе тела в р-не Пуртовину требуют дополнительных исследований. Необходима оценка содержания и объемов каменного угля в углесодержащих отложениях, самопроизвольное возгорание и длительное горение которого могло бы обеспечить плавление вмещающих пород верхнепермского возраста. Неясна теплотворность и вероятность естественного самовозгорания и длительного горения угленосных образований, наблюдаемых в разрезах верхнепермских отложений на левом берегу р. Сухоны. Углистый материал в тонкодисперсной форме также характерен для триасовых отложений (Авдошенко, Труфанов, 1989).

Проявления магнезиохромита, установленные нами в теле р-на Пуртовину, неизвестны в пирометаморфических породах. В значительной мере это связано с высокотемпературной кристаллизацией магнезиохромита, который характерен ультрамафитовым породам: дунитам, “хромититам”, серпентинитам, кимберлитам, лампроитам, коматитам и другим высокомагнезиальным вулканитам, а также ксенокристам в лампроитах и базальтах срединно-океанических хребтов. Максимальные температуры, достигаемые в пирогенных процессах (1400–1450°C; Cosca et al., 1989; Peretyazhko et al., 2018, 2021), не исключают кристаллизации магнезиохромита. Более существенным препятствием здесь видится деплетированный хромом характер протолита, т.е. совокупности карбонатно-глинистых и кварцсодержащих пород, подвергаемых плавлению и пирометаморфизму. К примеру, равновесная кристаллизация магнезиохромита при 1400°C в расплаве гапло-базальтовой системы требует в нем весьма значительного содержания Cr

3500–6800 г/т (Borisova et al., 2020). В стратиграфической толще р-на Пуртовину столь высокохромистого источника, конечно же, не предвидится. Содержание Cr в породе тела щелочного микроклинопироксента составляет всего 82 г/т (Труфанов, Масайтис, 2007), что не превышает среднего геохимического уровня, свойственного мергелям. Например, в образцах мергеля, ассоциирующего с паралавой Центральных Апеннин, установлено 106–321 г/т Cr (Melluso et al., 2003).

Таким образом, проявление кристаллитов магнезиохромита (рис. 3е) и хромистой шпинели, скорее, отражает неравновесные и метастабильные условия кристаллизации щелочно-ультраосновного тела. Предположение о ксеногенном происхождении зерен магнезиохромита (*Mchr*) представляется весьма маловероятным. Мы полагаем, что они кристаллизовались из расплава. 1. Составы нескольких зерен *Mchr* (№ 7–12 в табл. 3) существенно варьируют и значительно обогащены Fe^{3+} , что является типоморфной характеристикой минеральных ассоциаций тела. Столь высокие степени окисления весьма несвойственны *Mchr* как минеральному виду. 2. В дополнение *Mchr* высокое содержание хрома установлено в ассоциирующих зернах шпинели (№ 3 в табл. 3). 3. Не представляется возможным обосновать альтернативный источник происхождения этих зерен в верхнепермское время. В Вологодском регионе неизвестны иные ультрабазиты или высокомагнезиальные интрузии, за исключением нескольких тел, залегающих на больших глубинах в кристаллическом фундаменте. Разумеется, они никоим образом не могли бы быть источником *Mchr*, поскольку слой паралавы формировался *in situ* в близповерхностной обстановке осадочного чехла. Предположение о наличии зерен *Mchr* в осадочных породах района (алевролиты, мергели, известняки, кварцевые песчаники) не реалистично, как и допущение космогенного генезиса, поскольку столь окисленные составы невозможны в метеоритах. К тому же вероятность случайного и избирательного попадания лишь зерен космогенного *Mchr* в небольшой объем паралавы предельно низка.

В дополнение следует отметить следующие наблюдения. Минеральные ассоциации, подобные изученным нами, описаны в известково-силикатных (скарноидных) ксенолитах в щелочных базальтах (Reato et al., 2022), где нет свидетельств горения углеводородов. Ранее образцы эссенеита были обнаружены в крупнозернистых пироксен-анортитовых ксенолитах (Якубович и др., 2017), в отношении которых нет оснований допускать пирогенное происхождение. Петрогенезис пород такого типа остается весьма дискуссионным. К примеру, волластонит- и мелилитсодержащие образования, подобные нашим ассоциациям и отнесенные к пирометаморфогенным паралавам (Melluso et al., 2004), другими

исследователями рассматриваются в качестве интрузивной и ассоциирующей с ней эффузивной фации, принадлежащей к мелилитсодержащим и карбонатитовым проявлениям отдельной изверженной провинции Центральных Апеннин (Stoppa et al., 2005). Тем не менее вся совокупность изложенных данных и наблюдений приводит нас к пирогенному петрогенезису тела в р-не Пуртовино.

Особенности кристаллизации тела паралавы в р-не Пуртовино

Мы исходим из того, что процесс самопроизвольного горения неустановленных или ранее существовавших залежей угля обеспечил плавление пачки слоистых отложений верхнепермского возраста с накоплением слоя щелочно-ультраосновной паралавы в подошве пласта термально-измененных алевролитов (рис. 1г). Вероятно, объем паралавы последовательно возрастал по мере плавления и стекания капель образующегося расплава. Относительно быстрая кристаллизация накопленного объема щелочно-ультраосновной паралавы прошла в приповерхностной обстановке, что выражается микрозернистыми, афанитовыми и стекловатыми структурами с развитием кристаллитов (и дендритовых выделений) клинопироксена и волластонита, а также обильной трещиноватостью пород краевой фации вследствие контракции. Дегазация паралавы и обильное выделение летучих компонентов привели к везикуляции (отделению пузырьков водосодержащей газовой фазы) (рис. 2б). Реакции дегидратации, декарбонизации и ассимиляция фрагментов вмещающих пород способствовали выделению летучих и более быстрому охлаждению щелочно-ультраосновного расплава. Своего рода контаминация аккумулярованной порции лавы *in situ* прослеживается по значительному присутствию ксенокристов кварца (частично резорбированных: рис. 4д, 4е) с доменами силикатного стекла суб-пантеллеритового состава, сформировавшегося в контакте с этими зернами в результате ассимиляции ксеногенного материала расплавом. Возможно, резорбированные ксенокристы кварца представляют собой реликты относительно тугоплавкой фазы в ранее гетерогенном материале (кварц-полевошпатовом). Формирование волластонита и ларнита свидетельствуют о скарноидных процессах, при которых известковые осадочные породы подвергались термальному метаморфизму и анатексису.

Кристаллизация тела паралавы на ранней стадии во многом следовала известным закономерностям эволюции эффузивных и субвулканических комплексов. Высокомагнезиальные зерна минералов группы шпинели: магнезиохромит и хромистая шпинель (рис. 3д, 3е), вероятно, кристаллизовались первыми. Самые ранние зерна магнезиохромита показывают весьма высокую степень магнезиальности

($Mg\#_{max} = 77.0$) в сочетании с высоким значением индекса $Fe^{3+}\# = 68.4$. Столь значительная степень обогащения Mg, к примеру, подобна хромшпинелидам из ультрабазитового комплекса Ляварака, Кольский п-ов, кристаллизовавшегося из коматиитового расплава (Barkov et al., 2021a, 2022). Можно полагать, что исходная ультрамафитовая паралава, содержащая щелочные металлы, уже изначально находилась в довольно окисленном состоянии. Между тем уровень fO_2 продолжал прогрессивно возрастать, что привело к последующей кристаллизации членов серии магнезиоферрит–магнетит (рис. 10). Агрегаты этих шпинелидов, сопровождаемые лейцитом, тесно ассоциируют с доменами фельзитового стекла (рис. 3д). Следовательно, контаминация расплава компонентом SiO_2 (Qz) могла бы обусловить сдвиг его состава в поле первичной кристаллизации минералов группы шпинели. Такое предположение согласуется с одной из моделей формирования хромитовых зон в расслоенных интрузиях, в которой предполагается контаминация расплава фельзитовым материалом (Irvine, 1975; Alapieti et al., 1989; Kinnaird et al., 2002).

Установленное проявление магнезиохромита указывает на вероятность кристаллизации оливина в этом парагенезисе. Зерен или реликтов оливина в изученных образцах не наблюдается, однако развиты каплевидные зерна сепиолита–пальгорскита (рис. 4а), которые вполне согласуются с возможностью их формирования в результате полного замещения исходных зерен *Ol*, вероятно, с промежуточным образованием серпентина как продукта реакций растворения и замещения (например, Mulders, Oelkers, 2021). К примеру, волокнистые формы сепиолита образовались в пустотах офиолитового меланжа в связи с процессами трансформации и серпентинизации первичного *Ol* (Yalçin, Bozkaya, 2004). Прожилки сепиолита, тесно ассоциирующие с браунмиллеритом и кальцитом, формировались на аутометасоматической стадии, как результат накопления паров воды во флюиде. Довольно широкое развитие сепиолита свидетельствует о присутствии H_2O в расплаве, что является важной характеристикой тела в р-не Пуртовино, отличительной от других пирогенных образований.

На диаграмме Mg–Fe (рис. 6а) выявленный ряд составов клинопироксена является примечательно протяженным, несмотря на сравнительно небольшой размер щелочно-ультрабазитового тела. Эта особенность может увязываться с высоким содержанием летучих компонентов, чем были существенно пролонгированы интервалы кристаллизации, обусловившие широкие эволюционные тренды *Spx* (рис. 6а–6е). Наиболее крупные зерна *Spx* (~2 мм длинной) кристаллизовались в участках с повышенным содержанием летучих компонентов. Нами отмечаются четыре стадии кристаллизации зональных зерен *Spx* (рис. 5а–5г, 7а–7з). Стадия 1 на рис. 7и знаменует самый ранний период

нормальной кристаллизации, проходящей в объеме относительно окисленного расплава, что привело к формированию Fe^{3+} -содержащего ядра. Ко времени завершения этой стадии физико-химические условия в среде минералообразования кардинально изменились в вероятностной связи со стремительным охлаждением тела. Ядерная часть кристалла несколько резорбируется (рис. 5а, 5в) перед началом следующей стадии. В ходе стадии 2 на рис. 7и происходит аномальная или метастабильная кристаллизация, регистрируемая по неожиданному увеличению содержания Mg, что увязывается с ростом $f\text{O}_2$, обеспечившим конверсию $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ и тем самым возрастание значения $\text{Mg\#}$ в дифференцированном расплаве. Стадия 3, или стадия “адаптации”, выражает стремление зонального кристалла продолжить кристаллизацию в изменившихся условиях системы. Стадия 4, или заключительная стадия, отражает основной этап падения температуры в комбинации с продолжившимся ростом $f\text{O}_2$, чем обусловлено развитие в кайме эссенеита, обогащенного Al, Ti, Mn и щелочными металлами (рис. 7а–7з). Две схемы изоморфных замещений прослеживаются в составах клинопироксена в его разных текстурно-структурных разновидностях (рис. 6а–6е): $\text{Mg}^{2+} + \text{Si}^{4+} \rightarrow (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+})$; $(\text{Ti}^{4+} + \text{Al}^{3+}) + (\text{Na} + \text{K})^+ \rightarrow 2\text{Mg}^{2+} + \text{Si}^{4+}$.

Таким образом, новое проявление эссенеита, сформировавшегося в р-не Пуртовино, является отражением следующих петрогенетических обстоятельств: 1) быстрой кристаллизацией щелочно-ультрабазитового расплава в приповерхностной обстановке и 2) изначально повышенного уровня $f\text{O}_2$, который, тем не менее, продолжал заметно возрастать в расплаве до заключительной стадии кристаллизации зонального клинопироксена. Состав эссенеита достигает максимального содержания $\text{Fe}^{3+} = 0.48\text{--}0.54$ а.ф.е. в каймах зональных зерен.

Одно из первых проявлений пироксена типа эссенеита (0.33 Fe^{3+} и 0.28 Mg а.ф.е.) было обнаружено в ксенолите, в ассоциации с гранатом и анортитом в кимберлитовой трубке Удачная (Шацкий, 1983). Состав эссенеита из р-на Пуртовино: $(\text{Ca}_{0.97}\text{Na}_{0.03})\Sigma_{1.00}(\text{Fe}^{3+}_{0.48}\text{Mg}_{0.27}\text{Ca}_{0.08}\text{Ti}_{0.08}\text{Al}_{0.06}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}^{2+}_{0.01})\Sigma_{1.00}(\text{Si}_{1.35}\text{Al}_{0.65})\Sigma_{2.00}\text{O}_6$, довольно близко соответствует $\text{Ca}_{0.99}\text{Fe}^{3+}_{0.52}\text{Mg}_{0.32}\text{Fe}^{2+}_{0.06}\text{Ti}_{0.05}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{1.34}\text{Al}_{0.71}\text{O}_6$ из ультрабазитовых ксенолитов в дацитовых лавах палеовулкана Тень-01 (Якубович и др., 2017). В типовом проявлении минерального вида (Вайоминг, США) эссенеит, сравнительно обедненный Mg, $(\text{Ca}_{1.01}\text{Na}_{0.01})\Sigma_{1.02}(\text{Fe}^{3+}_{0.72}\text{Mg}_{0.16}\text{Al}_{0.04}\text{Ti}_{0.03}\text{Fe}^{2+}_{0.02})\Sigma_{0.97}(\text{Si}_{1.19}\text{Al}_{0.81})\Sigma_{2.00}\text{O}_6$, формировался в оплавленной осадочной породе в связи с процессами горения отложений каменного угля. Эта парагенетическая ассоциация, включающая мелилит, анортит и минералы серии магнетит–герцитин, образована пирометаморфическими реакциями при высоких значениях $f\text{O}_2$, близких к уровню

гематит–магнетитового буфера (Cosca, Peacor, 1987). Вариант эссенеита, обогащенного кушироитовым компонентом, $\text{CaAl}[\text{AlSiO}_6]$, успешно синтезирован: $\text{Ca}(\text{Fe}^{3+}_{0.82}\text{Al}_{0.18})(\text{Si}_{1.00}\text{Al}_{0.82}\text{Fe}^{3+}_{0.18})\text{O}_6$ (Ghose et al., 1986). Данный компонент существен в составах эссенеита (0.48 Fe^{3+} а.ф.е.) из известково-силикатных ксенолитов в щелочных базальтах в Карпатах (Reato et al., 2022). Необычная разновидность клинопироксена (0.51 Fe^{3+} а.ф.е.) была обнаружена в Челябинском угольном бассейне (Kabalov et al., 1997). Интересно также отметить секторально-зональные макрокристы диопсида, содержащие до 0.18 Fe^{3+} а.ф.е. в краевых участках зерен в габброидном комплексе Монт Роял (Mont Royal, Канада). Эти зональные кристаллы, подобно образцу из р-на Пуртовино, содержат аномальные зоны, обогащенные Mg–(Cr) (Barkov, Martin, 2015). Добавим, что уровень Fe^{3+} в *Spx* может служить чувствительным показателем при типизации вулканогенных ассоциаций (Bindi et al., 1999).

Исследованная серия акерманита–геленита простирается в направлении конечного члена, содержащего в своем составе 30 ат. % Fe^{2+} и 70 ат. % Al^{VI} (рис. 8). Основной тип изоморфного замещения, $\text{Mg} + \text{Si}^{4+} \rightarrow 2\text{Al}$, комбинируется в этой серии с существенным замещением Na–Ca (рис. 9), вероятно осуществленным в схеме парного замещения $\text{Al}^{\text{VI}}\text{--Mg}$ для поддержания баланса зарядов. Таким образом, в структуре геленита в этой серии вероятно наличие атомов железа в двух валентных состояниях.

Полученные нами минералогические данные явственно свидетельствуют о кристаллизации тела в р-не Пуртовино в режиме прогрессирующего возрастания $f\text{O}_2$. Такая направленность подобна особенностям эволюции коматиитовых расплавов Серпентинитового пояса палеопротерозойского возраста на Кольском по-ве. Рост $f\text{O}_2$ там связывается с удалением водорода при везикуляции и диссоциации воды в ходе кристаллизации в субвулканических условиях (Barkov et al., 2019, 2021, 2022). Вполне вероятно, что этот механизм, впервые предложенный в (Czamanske, Wones, 1973), может быть в некотором роде универсальным и его можно приложить к самому широкому спектру ультрабазитовых расплавов, кристаллизующихся в близповерхностных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено значительное видовое разнообразие минеральных ассоциаций и охарактеризованы вариации их химических составов. Предложена новая петрогенетическая схема формирования тела в р-не Пуртовино из паралавы. Протолитом тела, по всей вероятности, была смесь осадочных пород верхнепермского возраста (алевролиты, мергели, кварцевые песчаники и др.). Процессы дегазации,

эвапорации и контактового термального метаморфизма оказали существенное воздействие на петрогенезис. Новая модель требует дальнейших исследований с целью выявить содержание и объем каменного угля (или другого источника углеводородов) в углесодержащих отложениях, возгорание и длительное горение которого обеспечило образование значительного объема паралавы. В этой связи особенно желательна проходка скважины, так как осадочные породы нижних уровней стратиграфической последовательности, вмещающей тело щелочных микроклинопироксенитов, не обнажаются.

Относительно скорая кристаллизация паралавы в близповерхностных условиях сопровождалась интенсивной дегазацией и везикуляцией расплава, обусловившей локально весьма значительную пористость пород. Плавление *in situ* карбонатно-глинистых и кварцсодержащих пород обусловило развитие обособлений перщелочного фельзитового стекла в контакте с частично резорбированными ксеногенными зернами кварца. Выделения волластонита и ларнита формировались в ходе контактного термального метаморфизма.

Включения минералов группы сепиолита–пальгорскита свидетельствуют о наличии H_2O в исходном расплаве, что является отличительной особенностью пирогенного тела. Значительная степень окисления расплава и прогрессивный рост fO_2 , вероятно вследствие удаления H_2 при везикуляции и диссоциации воды, привели к ранней кристаллизации магнезиохромита, обогащенного Fe^{3+} , ассоциирующего со шпинелью (также Fe^{3+} -содержащей), затем минералов серии магнезиоферрит–магнетит.

Кристаллы клинопироксена обладают концентрической скрытой зональностью. Зона аномального обогащения Mg, выявленная в зональных кристаллах *Srx*, образована в связи с локальным дефицитом Fe^{2+} . В результате продолжающегося роста fO_2 , в кайме зональных зерен клинопироксена достигаются составы эссенеита. В составе *Srx*, в его разных текстурно-структурных разновидностях, прослеживаются две схемы парных изоморфных замещений: $Mg^{2+} + Si^{4+} \rightarrow (Fe^{3+} + Al^{3+})$; $(Ti^{4+} + Al^{3+}) + (Na + K)^+ \rightarrow 2Mg^{2+} + Si^{4+}$. Вероятно, ранее существовавшие зерна оливина были полностью замещены сепиолитом–пальгорскитом в ассоциации с браунмиллеритом. Прогрессивное накопление щелочей в расплаве привело к заметному росту содержания Na в минералах кристаллизующейся серии акерманит–геленит. Лейцит формировался после мелилита в исследованном нами теле.

Пирогенный пласт щелочного клинопироксенита в р-не Пуртовино является уникальным для Русской плиты. Можно, однако, с уверенностью

полагать, что существуют другие петрогенетически родственные проявления, ждущие своего открытия и изучения.

Благодарности. Выражаем искреннюю благодарность рецензентам И.С. Перетяжко, Э.В. Сокол, А.А. Носовой и коллективу редколлегии за ценные и конструктивные комментарии, а также Е.В. Целиковой и руководству Череповецкого государственного университета за поддержку исследований ЛПРМ. Мы признательны А.И. Труфанову и В.И. Чернышову (ВоГУ) за критическое обсуждение и содействие при проведении исследований.

Финансовые источники. Выполненное исследование поддержано Российским научным фондом (проект № 22-27-00419).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдошенко Н.Д., Труфанов А.И. Геологическая история и геологическое строение Вологодской области. Вологда: Изд-во ВГПИ, 1989. 72 с.
- Буслович А.Л. О мезозойской тектонической и магматической активизации на севере Московской синеклизы (в пределах Вологодской области) // Геология и минеральные ресурсы Вологодской области. Вологда: Русь, 2000. С. 72–78.
- Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А. Крупные песчаные линзы в верхнепермских отложениях севера Московской синеклизы // Тр. СПб. Об-ва Естествоиспытателей. 1993. Т. 83. № 2. 112 с.
- Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в истории Земли // Тектоника и геодинамика. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 76–81.
- Королюк В.Н., Нигматулина Е.Н., Усова Л.В. О точности определения состава основных породообразующих силикатов и оксидов на микроанализаторе JXA-8100 // Журнал аналитической химии. 2009. Т. 64. № 10. С. 1070–1074.
- Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В. и др. Рентгеноспектральный микроанализ породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 10. С. 1813–1824.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. и др. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералогическо-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 178–210.
- Пирогенный метаморфизм // Ред. Э.В. Сокол, Н.В. Максимова, Е.Н. Нигматулина, В.В. Шарыгин, В.М. Калугин. Новосибирск: СО РАН, 2005. 284 с.
- Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А. и др. Плавленные породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 482–510.
- Савина Е.А., Перетяжко И.С. Условия и процессы формирования кристобалитового клинкера, железистых

и мелилит-нефелиновых паралав в пирометаморфическом комплексе Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия // Геология и геофизика. 2023.

<https://doi.org/10.15372/GIG2023144>

Труфанов А.И., Масайтис В.Л. Первая находка раннеметазойских щелочных ультраосновных магматических пород на севере Русской плиты // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 57–61.

Чесноков Б.В., Баженова Л.Ф. Сребродольскит $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$ — новый минерал // Зап. ВМО. 1985. Т. 114. № 2. С. 195–199.

Шацкий В.С. Ксенолит фассаит-гранат-анортитовой породы из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 1. С. 188–192.

Якубович О.В., Заякина Н.В., Олейников О.Б. и др. Эссе-неит из ксенолитов в дацитовых лавах Лено-Виллюйского водораздела, Якутия: кристаллическая структура и генезис // Зап. РМО. 2017. Т. 146. № 5. С. 105–115.

Alapieti T.T., Kujanpaa J., Lahtinen J.J. et al. The Kemi stratiform chromitite deposit, northern Finland // Econ. Geol. 1989. V. 84. P. 1057–1077.

Barkov A.Y., Martin R.F. Anomalous Cr-rich zones in sector-zoned clinopyroxene macrocrysts in gabbro, Mont Royal, Montreal, Quebec, Canada // Can. Mineral. 2015. V. 53. P. 895–910.

Barkov A.Y., Korolyuk V.N., Barkova L.P. et al. Double-front crystallization in the Chapesvara ultramafic subvolcanic complex, Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia // Minerals. 2019. V. 10. P. 14.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Barkova L.P. et al. Zones of PGE—chromite mineralization in relation to crystallization of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia // Minerals. 2021a. V. 11. P. 68.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Korolyuk V.N. et al. The chromian spinels of the Lyavarakka ultrabasic complex, Serpentine belt, Kola Peninsula, Russia: patterns of zoning, hypermagnesian compositions, and early oxidation // Can. Mineral. 2021b. V. 59. P. 1–17.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Korolyuk V.N. et al. The Lyavarakka ultrabasic complex, Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia // Geosciences. 2022. V. 12. P. 323.

Bindi L., Cellai D., Melluso L. et al. Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy // Lithos. 1999. V. 46. P. 259–274.

Borisova A.Y., Zagrtedov N.R., Toplis M.J. et al. New model of chromite and magnesiochromite solubility in silicate melts // 2020. <http://hal.science/hal-02996632>

Cosca M.A., Peacor D.R. Chemistry and structure of esseneite ($\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$); a new pyroxene produced by pyrometamorphism // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 148–156.

Cosca M.A., Essene E.J., Geissman J.W. et al. Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder River basin, Wyoming // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 85–100.

Czamanske G.K., Wones D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2, the mafic silicates // J. Petrol. 1973. V. 14. P. 349–380.

Galuskina I.O., Stachowicz M., Vapnik Y. et al. Qeltite, IMA 2021–032. CNMNC Newsletter 62; Mineral. Mag. 2021. V. 85.

Ghose S., Okamura F.P., Ohashi H. The crystal structure of $\text{CaFe}^{3+}\text{SiAlO}_6$ and the crystal chemistry of $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ substitution in calcium Tschermak's pyroxene // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 530–535.

Guy B., Thiéry V., Garcia D. et al. Columnar structures in pyrometamorphic rocks associated with coal-bearing spoil-heaps burned by self-ignition, La Ricamarie, Loire, France // Mineral. Petrol. 2020. V. 114. P. 465–487.

Irvine T.N. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions — II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. P. 39. P. 991–1020.

Kabalov Yu.K., Oeckler O., Sokolova E.V. et al. Subsilicic ferrian aluminian diopside from the Chelyabinsk coal basin (southern Urals) — an unusual clinopyroxene // Eur. J. Mineral. 1997. V. 9. P. 617–622.

Kinnaird J.A., Kruger F.J., Nex P.A.M. et al. Chromitite formation — a key to understanding processes of platinum enrichment // Appl. Earth Sci. 2002. V. 111. P. 23–35.

Korolyuk V.N., Usova L.V., Nigmatulina E.N. Accuracy in the determination of the compositions of main rock forming silicates and oxides on a JXA-8100 microanalyzer // J. Anal. Chem. 2009. V. 64. P. 1042–1046.

Melluso L., Conticelli S., D'Antonio M. et al. Petrology and mineralogy of wollastonite- and melilite-bearing paralavas from the Central Apennines, Italy // Amer. Mineral. 2004. V. 88. P. 1287–1299.

Mitchell R.H. Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential // Mineral. Ass. Canada. 1996. 312 p.

Mitchell R.H. Igneous Rock Associations 26. Lamproites, Exotic Potassic Alkaline Rocks: A Review of their Nomenclature, Characterization and Origins // Geosci. Canada. 2020. V. 47. P. 119–142.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // Mineral. Mag. 1988. V. 52. P. 535–550.

Mulders J.P.A., Oelkers E.H. An experimental study of sepiolite dissolution and growth rates as function of the aqueous solution saturation state at 60°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 2021. [ff10.1016/j.gca.2021.09.004](https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.09.004) [ffhal-03329471f](https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.09.004)

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (>4 MPa) and high-temperature (>1250°C) incongruent melting of marl limestone: formation of carbonate melt and melilite—nepheline paralava in the Khamaryn—Khural—Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // Contrib. Mineral. Petrol. 2021. V. 176. P. 38.

Reato L., Huraiová M., Konečný P. et al. Formation of esseneite and kushiroite in Tschermakite-bearing calc-silicate xenoliths ejected in alkali basalt // Minerals. 2022. V. 12. P. 156.

Sharygin V.V. A hibonite-spinel-corundum-hematite assemblage in plagioclase-clinopyroxene pyrometamorphic rocks, Hatturim Basin, Israel: mineral chemistry, genesis and formation temperatures // *Mineral. Mag.* 2019. V. 83. P. 123–135.

Sokol E., Volkova N., Lepezin G. Mineralogy of pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal-bearing spoil-heaps of the Chelyabinsk coal basin, Russia // *Eur. J. Mineral.* 1998. V. 10. P. 1003–1014.

Sokol E., Sharygin V., Kalugin V. et al. Fayalite and kirschsteinite solid solutions in melts from burned spoil-heaps, South Urals, Russia // *Eur. J. Mineral.* 2002. V. 14. P. 795–807.

Stoppa F., Rosatelli G., Cundari A. et al. Comment on Meluso et al. (2003): Reported data and interpretation of some

wollastonite- and melilite-bearing rocks from the Central Apennines of Italy // *Amer. Mineral.* 2005. V. 90. P. 1919–1925.

Woolley A.R., Kogarko L.N., Konova V.A. et al. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2. Former USSR. Springer, 1995. 229 p.

Yalçin H., Bozkaya Ö. Ultramafic-rock-hosted vein sepiolite occurrences in the Ankara Ophiolitic Mélange, central Anatolia, Turkey // *Clays Clay Mineral.* 2004. V. 52. P. 227–239.

Zhang Y., Zhang X., Hower J.C. et al. Mineralogical and geochemical characteristics of pyrometamorphic rocks induced by coal fires in Junggar Basin, Xinjiang, China // *J. Geochem. Explor.* 2020. V. 213. P. 106511.

Associations and Formation Conditions of a Body of Melilite Leucite Clinopyroxenite (Purtovino, Vologda Oblast, Russia): an Alkaline-Ultrabasic Paralava

A. Y. Barkov¹, A. A. Nikiforov¹, R. F. Martin², V. N. Korolyuk³, S. A. Silyanov⁴, B. M. Lobastov⁴

¹*Research Laboratory of Industrial and Ore Mineralogy, Cherepovets State University, Cherepovets, Russia*

²*Department of Earth and Planetary Sciences, McGill University, Montreal, Canada*

³*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia*

⁴*Institute of Non-Ferrous Metals, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia*

A novel petrogenetic scheme is discussed for the formation of a melilite leucite clinopyroxenite body from an alkaline–ultrabasic paralava in the Purtovino area. Its protolith was likely a mixture of Upper Permian sedimentary rocks (aleurolite, marl, among others). Degassing, evaporation, and thermal (contact) metamorphism have significantly influenced the petrogenesis to produce a wide diversity of species present in mineral associations. The crystallization of paralava in a shallow setting was accompanied by an intense degassing and vesiculation of the melt, causing locally high porosity in the rock. An elevated degree of oxidation of the initial melt and progressive growth of fO_2 were likely related to the H_2 loss during the vesiculation and dissociation of H_2O . Consequently, ferrian magnesiochromite (*Mchr*) and chromian spinel (Fe^{3+} -enriched) were the early phases to crystallize; they were followed by members of the magnesioferrite–magnetite series. In situ melting of quartz-bearing and carbonate–clay rocks led to the development of domains of peralkaline felsic glass that surround partially resorbed quartz grains. Numerous grains of wollastonite and rare larnite formed during contact pyrometamorphism. The alkalis increased progressively during crystallization, with a notable enrichment in Na (up to 0.30 apfu) in the akermanite–gehlenite series. The formation of leucite following melilite is indicated. Euhedral grains of Cpx display concentric cryptic zonation, with a zone of extreme Mg enrichment due to a local deficit in Fe^{2+} . As consequences of the continuing rise in fO_2 , esseneite crystallized in the rim of zoned clinopyroxene. Two schemes of coupled substitution account for the composition of Cpx grains analyzed in various textural relationships: $Mg^{2+} + Si^{4+} \rightarrow (Fe^{3+} + Al^{3+})$ and $(Ti^{4+} + Al^{3+}) + (Na + K)^+ \rightarrow 2Mg^{2+} + Si^{4+}$. The pre-existing grains of olivine (associated with *Mchr*) were likely replaced completely by sepiolite–palygorskite associated with brownmillerite and its probable Fe^{3+} -dominant counterpart, srebrodolskite. The investigated layer of alkaline microclinopyroxenite is unique in the Russian Plate, and a search is thus required to recognize other pyrogenic products. Also, further research is required to evaluate the contents and volumes of coal (or other sources of hydrocarbons) that could cause spontaneous and long-lasting combustion to form the considerable volume of paralava recognized in the Purtovino area.

Keywords: paralava, pyrogenic processes, alkaline ultrabasic melts, melilite leucite clinopyroxenite, cryptic zonation in clinopyroxene, esseneite, Purtovino, Vologda oblast

УДК552.3,552.4,552.5

ОБЛОМКИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ И МАФИТОВ И ДЕТРИТОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ОФИОЛИТОКЛАСТИТОВОЙ ТОЛЩИ РАССОХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ХР. ЧЕРСКОГО¹

© 2024 г. Г. В. Леднева^{а, *}, Б. А. Базылев^б, С. Н. Сычев^{а,с,д}, А. В. Рогов^с

^аГеологический институт РАН, Москва, Россия

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

^сСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

^дВсероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

^еООО “Голд Майнинг”, Якутск, Россия

*e-mail: ledneva@ginras.ru

Поступила в редакцию 13.06.2023 г.

После доработки 14.08.2023 г.

Принята к публикации 18.10.2023 г.

Проведено исследование песчаников из офиолитокластитовой толщи Рассохинского террейна хр. Черского, Верхояно-Колымская складчатая область, направленное на получение представительной вещественной характеристики подвергавшихся размыву пород, реконструкцию вероятной геодинамической обстановки формирования их протолитов, а также определение вероятного источника сноса. Состав обломков пород и детритовых минералов в изученных песчаниках (серпентинитовых и лиственитовых) позволяет предполагать, что в источнике сноса обломочного материала присутствовали серпентиниты, хлорититы, листвениты и доломитовые породы, при этом источники сноса находились вблизи места накопления офиолитокластитовой толщи. Размыву пород в источнике сноса предшествовали процессы метаморфической перекристаллизации ультрамафитов и мафитов, формирование лиственитов, тектоническая дезинтеграция офиолитов и тектоническое совмещение ультрамафитов офиолитовой ассоциации с толщами карбонатных (доломитовых) пород. Метаморфизм ультрамафитов из обломков песчаников был ретроградным, имел неизохимичный характер и происходил, по крайней мере, на последнем этапе при их серпентинизации, не в океанической обстановке, как и формирование лиственитов. Вероятным источником обломков метаморфизованных основных и ультраосновных пород, а также детритовых минералов из них, были дезинтегрированные фрагменты неопротерозойских офиолитовых массивов коллизионного пояса хр. Черского. Проведенное исследование позволяет предполагать формирование протолитов пород офиолитов хр. Черского в обстановке задугового спрединга, что в совокупности с опубликованными возрастными оценками свидетельствует о присутствии в коллизионном поясе хр. Черского фрагментов литосферы неопротерозойского задугового бассейна.

Ключевые слова: офиолиты, детритовые хромшпинелиды, серпентин, хлорит, тальк, листвениты, доломит, Рассохинский террейн, Верхояно-Колымская складчатая область

DOI: 10.31857/S0869590324030062 **EDN:** DAKBAN

ВВЕДЕНИЕ

Исследования ультрамафит–мафитовых массивов, объединяемых в офиолитовый пояс хр. Черского (Верхояно-Колымская складчатая область),

были направлены на выявление их структурной позиции и геологического строения, а также на определение геодинамической обстановки, времени формирования и метаморфической истории входящих в их состав пород (Лейер и др., 1993; Oxman et al., 1995; Оксман, 2000; Карякин и др., 2002; Ганелин и др., 2022). При этом ультрамафиты остаются наименее изученными породами, что

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi:10.31857/S0869590324030092 для авторизованных пользователей

обусловлено их интенсивной метаморфической переработкой и редкой сохранностью первичных минералов. В литературе приводятся лишь краткие петрографические описания серпентинизированных мантийных перидотитов, дунитов, верлитов, пироксенитов и немногочисленные данные о составах их первичных минералов (Оксман, 2000). Таким образом, предположения о геодинамической обстановке формирования офиолитов хр. Черского в этих работах, основанные на результатах изучения геохимии вулканитов, габброидов и амфиболитов, не подкреплены результатами изучения ультрамафитов.

В этой связи особый интерес представляют обломочные породы Рассохинского террейна, выделенные в офиолитокластитовую толщу (Кропачев и др., 1987; Шпикерман, Мерзляков др., 1988; Маланин и др., 2021; Сычев и др., 2021) на основании преобладания в них обломков пород офиолитовой ассоциации. Среди обломочных пород толщи широко распространены песчаники, содержащие большое количество детритовых зерен хромшпинелидов и обломков серпентинитов и хлорититов.

Изучение детритовых хромшпинелидов наряду с силикатными минералами позволяет решать несколько принципиальных задач. Одна из них — представительная вещественная характеристика подвергавшихся размыву пород, позволяющая судить о вероятной геодинамической обстановке их формирования, а также определять вероятный источник сноса (при наличии в регионе изученных ультрамафит—мафитовых массивов) (Zimmerle, 1984; Arai et al., 2006; Staddon et al., 2021). Вторая — установление времени размыва ультрамафитов/мафитов (по датированным осадочным толщам, содержащим детритовые хромшпинелиды), что позволяет реконструировать региональную тектоническую историю (Pober, Faupl, 1988; Arai, Okada, 1991). Наиболее удобным объектом для решения этих задач являются серпентинитовые песчаники, часто содержащие весьма многочисленные зерна хромшпинелидов (Arai, Okada, 1991; Baxter et al., 2016). Именно подобные породы и являются предметом исследования в настоящей статье, а идентификация протолита пород, служивших источником детритовых хромшпинелидов и позволяющих судить о вероятной геодинамической обстановке их формирования, составляет основную цель статьи. В задачи работы входило петрографическое исследование песчаников методами оптической и электронной микроскопии и изучение составов минералов в обломках и матриксе/цементе пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ТЕКТНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Офиолитокластитовая толща обнажается в районе руч. Шумный, левого притока р. Рассоха (см.

Supplementary² 1, рис. 1S). Ее относят либо к структурам Рассохинского террейна (Парфенов и др., 1993; Соколов, 2010) (или Рассохинского блока Омудевского террейна; Парфенов и др., 2001) в составе Колымо-Омолонского супертеррейна сложного строения (Парфенов и др., 2003), либо к офиолитам коллизионного пояса хр. Черского, объединяемым в Мунилканский террейн (Оксман, 2000) того же супертеррейна (рис. 1). Породы толщи мощностью 100–190 м (Шпикерман, Мерзляков, 1988) слагают несколько тектонических пластин, в пределах которых они интенсивно дислоцированы (Рогов, Сычев, 2019). Толща сложена алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, преимущественно мелкогалечными (рис. 2). Ее возраст в настоящее время принимается как до-раннеордовикский (Кропачев и др., 1987; Шпикерман, Мерзляков, 1988; Маланин и др., 2021).

Более подробная характеристика тектонического положения и геологического строения толщи, а также оценки ее возраста приведены в Supplementary 1 на рис. 1S.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детально были исследованы четыре образца песчаников, положение точек опробования которых показано на рис. 1S (см. Supplementary 1). Петрография пород изучалась в прозрачно-полированных шлифах на оптическом микроскопе в проходящем и отраженном свете, а также во вторично-рассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN Vega3, оснащенный полупроводниковым детектором рентгеновского излучения ULTIM MAX 40 (Oxford Instruments), в Геологическом институте РАН (г. Москва). Исследование шлифов на СЭМ сопровождалось массовыми определениями составов минералов. Микроанализы проводились в точке при ускоряющем напряжении 20 кВ с накоплением 1 млн импульсов. Обработка спектров выполнена в программе AZtec. Хотя данная методика позволяет достаточно надежно определять составы первичных и метаморфических шпинелидов (Mellini et al., 2005) и филлосиликатов (Nakatani, Nakamura, 2016), мы

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: Геологическое, тектоническое положение и возраст толщи офиолитокластитов.

Supplementary 2:

ESM_1.xls — Минеральные ассоциации и размер литокластов;

ESM_2.xls — Средние составы хромшпинелидов;

ESM_3.xls — Составы серпентинитов, хлоритов и талька;

ESM_4.xls — Составы слюд (фукситов);

ESM_5.xls — Составы карбонатов;

ESM_6.xls — Средние составы акцессорных минералов;

ESM_7.xls — Составы сульфидов.

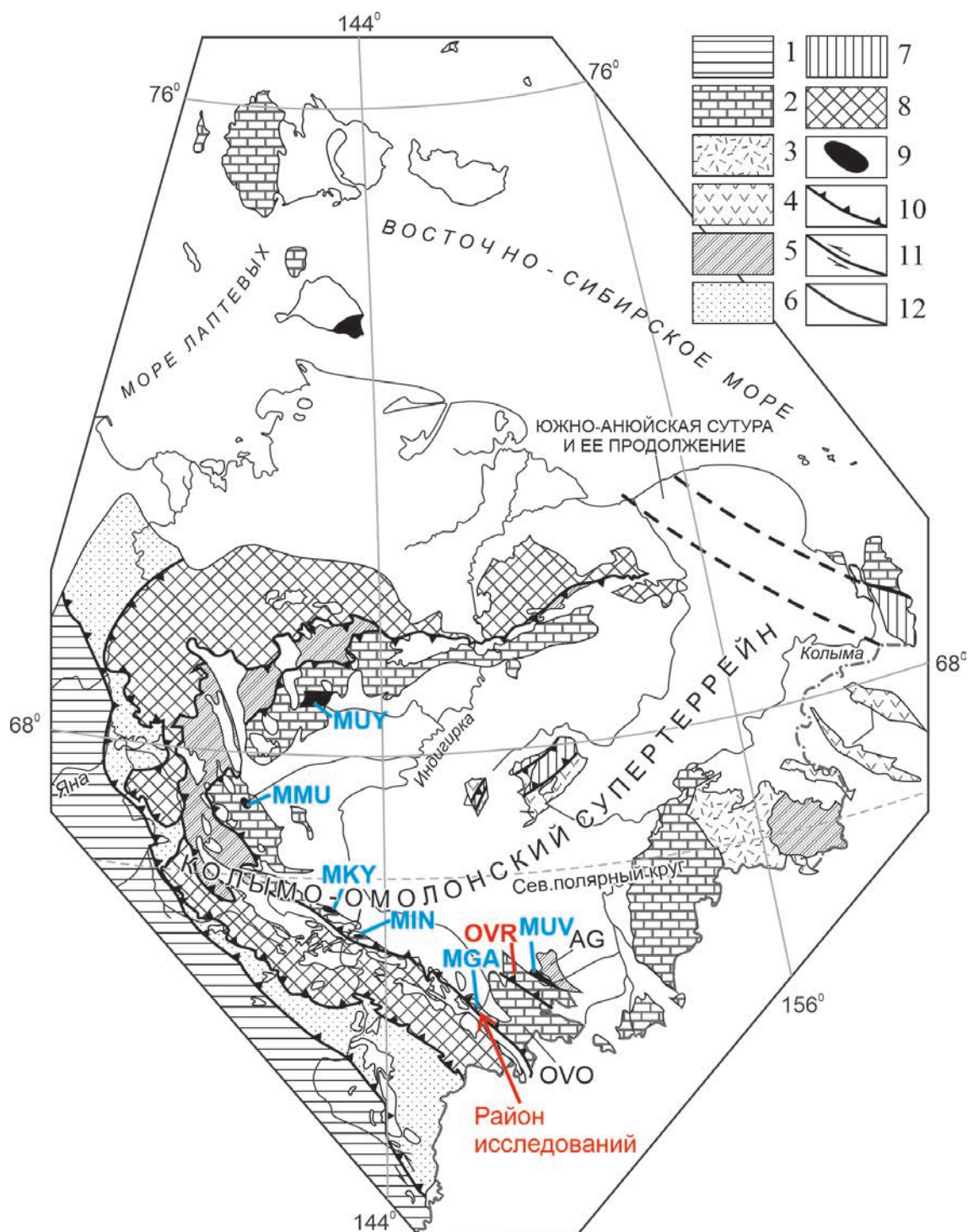


Рис. 1. Положение массивов офиолитов хр. Черского и района исследований на схеме тектонического районирования Верхояно-Колымской складчатой области (Парфенов и др., 2001), с изменениями по (Соколов и др., 2010) и упрощениями. 1 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; террейны: 2 – пассивной континентальной окраины; 3 – кратонный (Омолонский); 4 – островодужные; 5 – турбидитовые; 6 – турбидитовый подножия континентальной окраины (сланцевый пояс); 7 – аккреционного клина, сложенные преимущественно океаническими отложения; 8 – аккреционного клина, преимущественно турбидитовый (Полоусно-Дебинский); 9 – массивы офиолитов, в том числе Мунилканского террейна: MUU – Уядинский (Калгынский), MMU – Мунилканский, MKU – Кабытыгасский, MIN – Индигирский (Уччинский), MGA – Гарбыньинский, MUV – Увязкинский; 10 – надвиги; 11 – сдвиги; 12 – разломы. OVR – Рассохинский и граничащие с ним Омудевский (OVO) и Арга-Тасский (AG) террейны.



Рис. 2. Породы офиолитокластитовой толщи из бассейна р. Рассоха: (а) переслаивание прослоев и линз доломитовых пород (светло-бежевые) с серпентинитовыми алевритами (темные зеленовато-серые); (б) серовато-зеленые серпентинитовые песчаники и гравелиты со щебенкой и мелкой галькой разноокрашенных доломитовых пород; (в) прослой валунно-галечных конгломератов в серпентинитовом песчанике, гальки и валуны сложены доломитовыми породами; (г) лиственитовый песчаник с розоватой галькой доломитовых пород.

сопоставили результаты измерения составов силикатов и шпинелидов на микрозонде Cameca-SX100 в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (г. Москва) и на микрозонде Jeol JXA8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия), полученные с использованием международных стандартов, с результатами энергодисперсионного анализа. Несмотря на то, что аналитическая погрешность определения содержаний элементов и пределы обнаружения при энергодисперсионном анализе несколько выше, систематическая разница оказалось незначительной и была минимизирована эмпирической калибровкой. Представительные составы шпинелидов приведены в табл. 1, средние составы филлосиликатов и карбонатов — в табл. 2, а все проанализированные составы минералов — в Supplementary 2.

ПЕТРОГРАФИЯ

Петрография песчаников

Исследованные разномасштабные песчаники представлены серпентинитовыми (обр. 1099/4, 1100/1, 1100/4) и лиственитовыми (обр. 1099/1) разновидностями, сложенными плохо сортированными обломками преимущественно серпентинитов или лиственитов, а также доломитовых пород и детритовых минералов из этих же пород в матриксе/цементе разной структуры и состава. На отдельных участках в тонкослоистом матриксе серпентинитовых песчаников проявлены признаки пластичной деформации. Степень окатанности обломков зависит от их размера и состава; крупные обломки обычно окатаны сильнее.

В **серпентинитовых песчаниках** преобладающий размер обломков пород составляет от 0.1 до 1.0 мм, на долю обломков пород алевритовой размерности приходится не более 2.5%, а гравийной — от 6 до 20%. Среди обломков пород резко преобладают метавулканики (фактически серпентиниты) (более 90%) (рис. 3а, 3б); в подчиненном количестве встречаются метавулканики (фактически хлорититы) и доломитовые породы, присутствуют также единичные обломки серпентинитовых алевритов. Обломки минералов, как правило, имеют мелкопесчаную и алевритовую размерности. Матрикс песчаников базальный, сложенный мелкими (до 20 мкм) зёрнами филлосиликатов и фрагментами доломитовых пород. Матрикс составляет обычно около 5–10% объема пород, местами немного больше, а на некоторых участках практически отсутствует.

Постседиментационная перекристаллизация серпентинитовых песчаников наиболее явно проявлена в росте относительно крупных идиоморфных зёрен магнетита, часто вокруг зёрен

Таблица 1. Представительные составы хромшпинелидов (мас. %)

Шлиф	1099/4(1)	1100/4	1099/4(2)	1099/4(2)	1099/4(2)	1099/4(2)	1099/4(2)	1099/1	1099/1	1099/1	1099/1
Литокласт								Ld48	Ld68	Ld68	Ld68
Зерно	A26	E4	B15	B8	B8	B8	B8	D33	D52	D52	D52
Рисунок								12г	12г	12г	12г
Генерация	<i>Sp/lres</i>	<i>Sp/lres</i>	<i>Sp/lchr-te</i>	<i>Sp/lcum</i>	<i>Sp/l3</i>	<i>Sp/l3</i>	<i>Sp/l3</i>	<i>Sp/lcum</i>	<i>Sp/lcum/react</i>	<i>Sp/l2a</i>	<i>Sp/l3</i>
Точки	6	3	4	4	1	2	2	5	2	2	1
SiO ₂	0.00	0.12	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.03	1.30	0.43
TiO ₂	0.04	0.02	0.04	0.68	0.39	0.63	0.63	1.59	0.21	0.15	0.36
Al ₂ O ₃	41.31	17.79	18.72	22.99	14.72	11.86	11.86	19.42	23.20	20.78	2.56
FeO	15.36	17.58	14.46	18.33	27.30	33.73	33.73	31.79	19.84	30.64	54.60
MnO	0.17	0.27	0.24	0.21	0.73	1.97	1.97	0.33	0.21	0.23	0.27
MgO	16.29	12.95	15.10	13.76	7.92	4.20	4.20	6.50	10.38	1.24	0.04
Cr ₂ O ₃	26.01	50.50	50.66	43.05	47.51	45.30	45.30	38.80	45.38	40.12	37.53
NiO	0.16	0.13	0.12	0.18	0.07	0.11	0.11	0.18	0.17	0.45	0.39
V ₂ O ₃	0.19	0.25	0.24	0.32	0.29	0.36	0.36	0.47	0.27	0.25	0.27
ZnO	0.23	0.08	0.08	0.08	0.33	0.89	0.89	0.24	0.26	4.80	0.97
Сумма	99.75	99.68	99.67	99.60	99.36	99.03	99.03	99.33	99.96	99.95	97.42
Cr# <i>Sp</i> <i>l</i>	0.297	0.656	0.645	0.557	0.684	0.719	0.719	0.573	0.568	0.564	0.908
Mg# <i>Sp</i> <i>l</i>	0.689	0.611	0.701	0.625	0.396	0.230	0.230	0.310	0.488	0.068	0.002
F# <i>Sp</i> <i>l</i>	0.026	0.038	0.039	0.047	0.080	0.127	0.127	0.086	0.005	0.006	0.373

Примечание. Cr#*Sp**l* = Cr/(Cr+Al), Mg#*Sp**l* = Mg/(Mg + Fe²⁺), F#*Sp**l* = Fe³⁺/(Cr + Al + Fe³⁺). Генерации минералов охарактеризованы в тексте и подписанных подписях.

Таблица 2. Средние составы силикатов и карбонатов (мас. %)

Порода	СП		СП		СП		СП		СП		СП		СП		СП		СП		СП	
Обломок	Serp		Serp		Serp		Serp		Serp		Serp. Chl-te		Serp		Serp		Serp		Chl-te	
Минерал	Chl1	1σ	Chl2	1σ	Chl3	1σ	Chl4	1σ	Tlc	1σ	Tlc-Chl	1σ	Atg	1σ	Lz	1σ	Flz	1σ	Chl5	1σ
Точки	8		33		20		11		22		107		220		44		40		43	
SiO ₂	31.67	1.90	37.20	0.69	36.90	1.10	32.33	2.41	62.75	0.45	46.88	7.09	43.23	1.16	41.06	0.70	39.18	0.86	28.78	1.67
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.08	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	17.79	2.56	6.33	1.02	10.60	1.80	16.11	3.67	0.27	0.18	5.92	2.92	1.76	0.98	1.55	0.86	1.29	0.69	18.35	1.61
FeO	4.60	0.95	4.54	0.61	4.46	1.02	8.63	1.02	1.49	0.31	3.35	0.83	4.75	1.47	7.31	1.01	10.77	1.54	20.33	5.26
MnO	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.03	0.10	0.07	0.01	0.02	0.02	0.07	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.25	0.08
MgO	31.18	1.13	34.35	0.40	34.44	0.96	29.68	1.98	30.09	0.57	32.82	1.21	37.50	1.36	36.84	1.02	35.82	0.78	20.08	3.92
CaO	0.04	0.06	0.08	0.03	0.09	0.09	0.09	0.06	0.08	0.07	0.13	0.07	0.12	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.18
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	1.82	1.94	4.62	0.78	0.51	0.39	0.38	0.26	0.27	0.32	1.39	1.17	0.34	0.31	0.30	0.23	0.26	0.23	0.24	0.29
NiO	0.25	0.14	0.28	0.04	0.26	0.09	0.21	0.11	0.31	0.05	0.33	0.04	0.23	0.08	0.29	0.05	0.31	0.07	0.07	0.07
Сумма	87.37		87.47		87.29		87.55		95.30		90.85		87.98		87.45		87.70		88.22	
Mg#	92.4	1.6	93.1	0.9	93.2	1.6	85.9	2.0	97.3	0.6	94.6	1.2	93.3	2.1	90.0	1.5	85.6	2.0	63.5	10.6

Примечание. СП – серпентинитовый песчаник, ЛП – лиственитовый песчаник. Тип обломка: Serp – серпентинит, Chl-te – хлоритит, Ds – доломитовая порода, List – лиственит. 1σ – стандартное отклонение. Mg# = 100Mg/(Mg+Fe).

хромшпинелидов, при практически полном отсутствии мелких рассеянных зерен магнетита (обычных для серпентинизированных и метаморфизованных ультрамафитов) как в обломках, так и в матриксе пород (рис. 4а–4в). Рост идиоморфных зерен магнетита в обломках серпентинитов не сопровождается какой-либо деформацией метаморфических структур (рис. 4а, 4б), при этом крупные зерна магнетита могут развиваться сразу по нескольким контактирующим обломкам серпентинитов или по обломку и матриксу (рис. 4б). Признаков какой-либо структурной перекристаллизации в серпентинитовых обломках на контакте с матриксом также не наблюдается. В некоторых идиоморфных зернах магнетита в матриксе песчаника присутствуют включения зерен доломита (рис. 4в). В крупных обломках доломитовых пород постседиментационная перекристаллизация проявлена в развитии на контакте с матриксом кайм с укрупнением доломитовых зерен (до более чем 20 мкм) и изменением их состава (рис. 4г);

мелкие (до 20 мкм) обломки часто полностью перекристаллизованы.

Лиственитовый песчаник сложен обломками лиственитов, доломитовых пород и отдельных зерен минералов из лиственитов. Обломки лиственитов, как правило, имеют песчаную размерность, разную степень окатанности и неравномерно распределены в породе, образуя скопления на ее отдельных участках (рис. 3в, 3г). Крупные обломки доломитовых пород (песчаной и гравийной размерности) хорошо окатаны, мелкие (0.1–0.15 мм и менее) обломки или их реликты часто имеют линзовидную форму и обычно образуют скопления.

Постседиментационная перекристаллизация лиственитового песчаника проявляется в частичном растворении доломита на краях обломков как доломитовых пород, так и лиственитов, судя по признакам их коррозии (рис. 3г). При этом отмечается формирование кайм сравнительно однородного ферродоломита вокруг обломков лиственитов (рис. 3г) и развитие сети прожилков

Таблица 2. Окончание (вправо)

Порода	ЛП		СП		СП		ЛП		ЛП		ЛП		ЛП	
Обломок	List		Ds		Ds		Ds		List		matrix		List	
Минерал	<i>Fuch</i>	1σ	<i>Dol1</i>	1σ	<i>Dol2</i>	1σ	<i>Dol3</i>	1σ	<i>Dol4</i>	1σ	<i>Dol5</i>	1σ	<i>Cal</i>	1σ
Точки	74		31		27		35		33		37		4	
SiO ₂	48.92	2.02	0.07	0.11	0.05	0.10	0.02	0.08	0.06	0.12	0.05	0.08	0.04	0.08
TiO ₂	0.22	0.10	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	28.49	1.49	0.04	0.00	0.04	0.03	0.04	0.00	0.09	0.08	0.08	0.07	0.03	0.00
FeO	0.88	0.29	0.10	0.13	0.87	0.46	0.19	0.24	6.26	2.65	4.21	2.40	0.01	0.02
MnO	0.02	0.01	0.29	0.22	0.71	0.32	0.03	0.08	0.12	0.06	0.15	0.09	0.11	0.01
MgO	2.24	0.26	20.67	0.53	20.52	0.53	20.88	0.19	16.81	1.70	18.25	1.67	1.86	0.47
CaO	0.27	0.19	31.32	0.61	30.42	0.58	31.19	0.23	30.34	0.88	30.42	0.62	53.46	0.46
Na ₂ O	0.13	0.05	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00
K ₂ O	10.42	0.48	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03
Cr ₂ O ₃	3.89	1.40	0.01	0.03	0.03	0.05	0.06	0.08	0.04	0.05	0.07	0.10	0.01	0.00
NiO	0.05	0.08	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.06	0.12	0.22	0.10
Сумма	95.52		52.58		52.70		52.49		53.80		53.36		55.79	
Mg#			99.7	0.4	97.7	1.2	99.5	0.6	82.7	7.5	88.5	6.7		

неоднородного по составу ферродоломита между мелкими обломками доломитовых пород (рис. 4д). Эти структурные взаимоотношения однозначно свидетельствуют о том, что лиственитизация происходила в источнике сноса. Перекристаллизация крупных обломков доломитовых пород проявляется как в локальном развитии кайм на краях обломков, так и в появлении участков и прожилков внутри обломков, сложенных укрупненными зернами более железистого доломита. При этом в некоторых обломках доломитовых пород присутствуют идиоморфные зерна альбита, обнаруживающие структурные признаки равновесности с перекристаллизованными зернами доломита (рис. 4е).

Цемент песчаника смешанный: крустификационный на участках, насыщенных обломками лиственитов, и коррозионный на участках, насыщенных мелкими обломками доломитовых пород (рис. 3в, 3г).

ОБЛОМКИ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ И ИХ СОСТАВ

Обломки пород в серпентинитовых песчаниках представлены метаультрамафитами (серпентинитами), метамафитами (хлорититами), серпентинитовыми алевролитами, в лиственитовом песчанике — лиственитами; обломки доломитовых пород присутствуют в обеих разновидностях песчаников. Закономерных различий между составами минералов в обломках пород и в отдельных зернах минералов не выявлено, и их составы рассматриваются совместно.

Серпентиниты

Обломки серпентинитов содержат зерна хромшпинелидов, в том числе просвечивающих красновато-бурых, и сложены метаморфическими филлосиликатами (Supplementary 2, ESM_2.xls), хотя в большинстве обломков хромшпинелиды отсутствуют. Реликтов первичных силикатов,

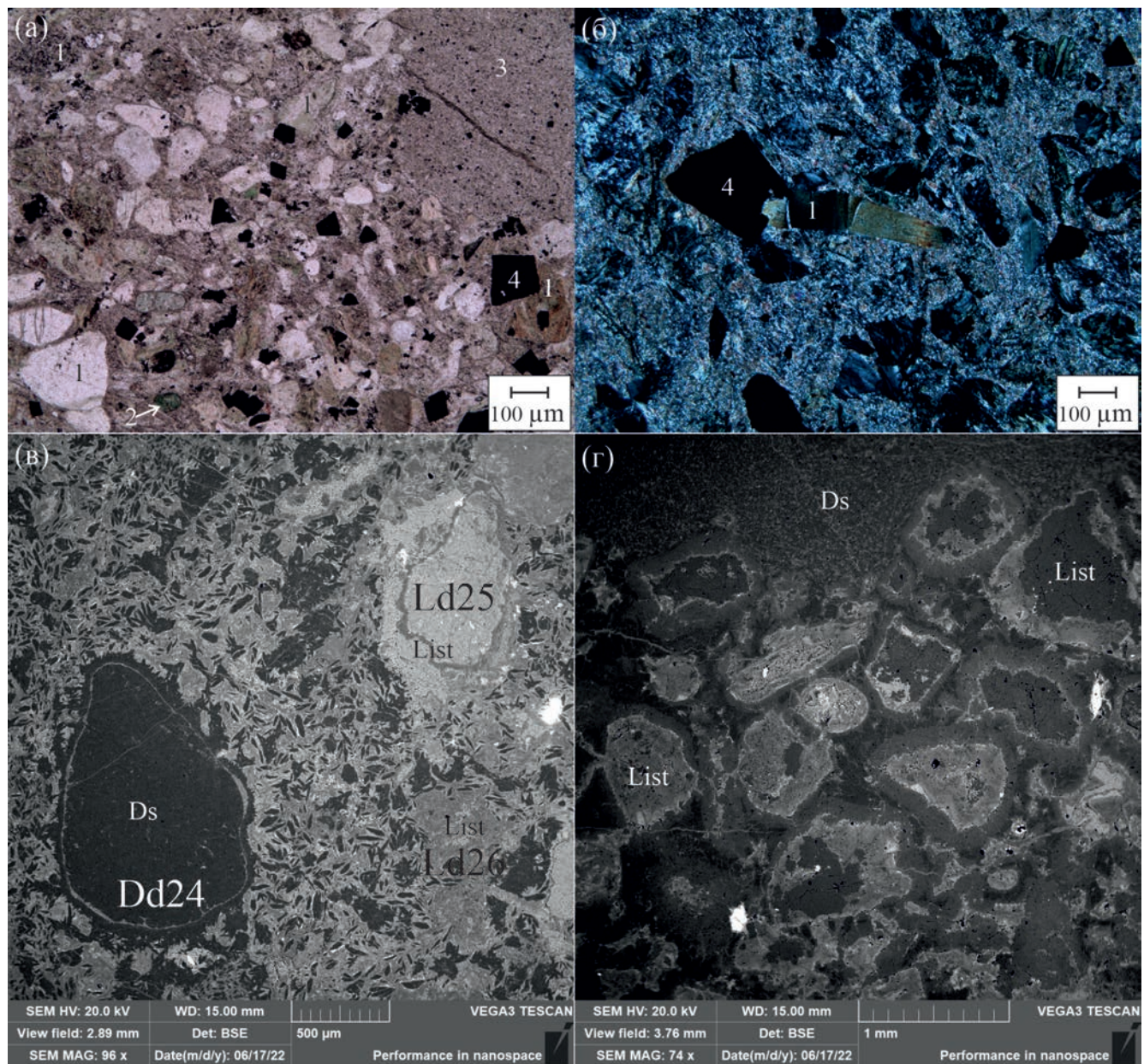


Рис. 3. Серпентинитовый песчаник (обр. 1099/4) (а, б) и лиственитовый песчаник (обр. 1099/1) (в, г). (а) — в проходящем свете; (б) — в поляризованном свете; (в, г) — во вторичнорассеянных электронах (BSE). Обломки на (а, б): 1 — серпентинитов, 2 — хлорититов, 3 — доломитовых пород, 4 — хромшпинелиды и магнетиты. Обломки на (в, г) и других рисунках: Ds — доломитовых пород, List — лиственитов. Проанализированные литокласты (здесь и на других рисунках) пронумерованы (см. Suppl. 2, ESM_1.xls).

а также обычных для метаультрамафитов амфиболов в обломках нет. Ввиду этого особое внимание уделялось хромшпинелидам. Зерна хромшпинелидов как в составе обломков пород (литокластов), так и в виде отдельных в разной степени окатанных зерен в матрике пород (кристаллокластов) в большинстве случаев обнаруживают признаки частичного замещения, такие как прожилки, каймы или отдельные участки размером обычно

5–10 мкм, редко до 40 мкм (рис. 5а–5в), сложенные вторичными шпинелидами, обычно более яркими в отраженном свете и в BSE; при этом первичные хромшпинелиды сохраняются в виде разобщенных реликтов разных размеров и формы. Встречаются как зерна, не затронутые вторичными преобразованиями (рис. 5г), так и полностью замещенные (рис. 5д). Вторичные хромшпинелиды ассоциируют с филлосиликатами, при этом эти фазы

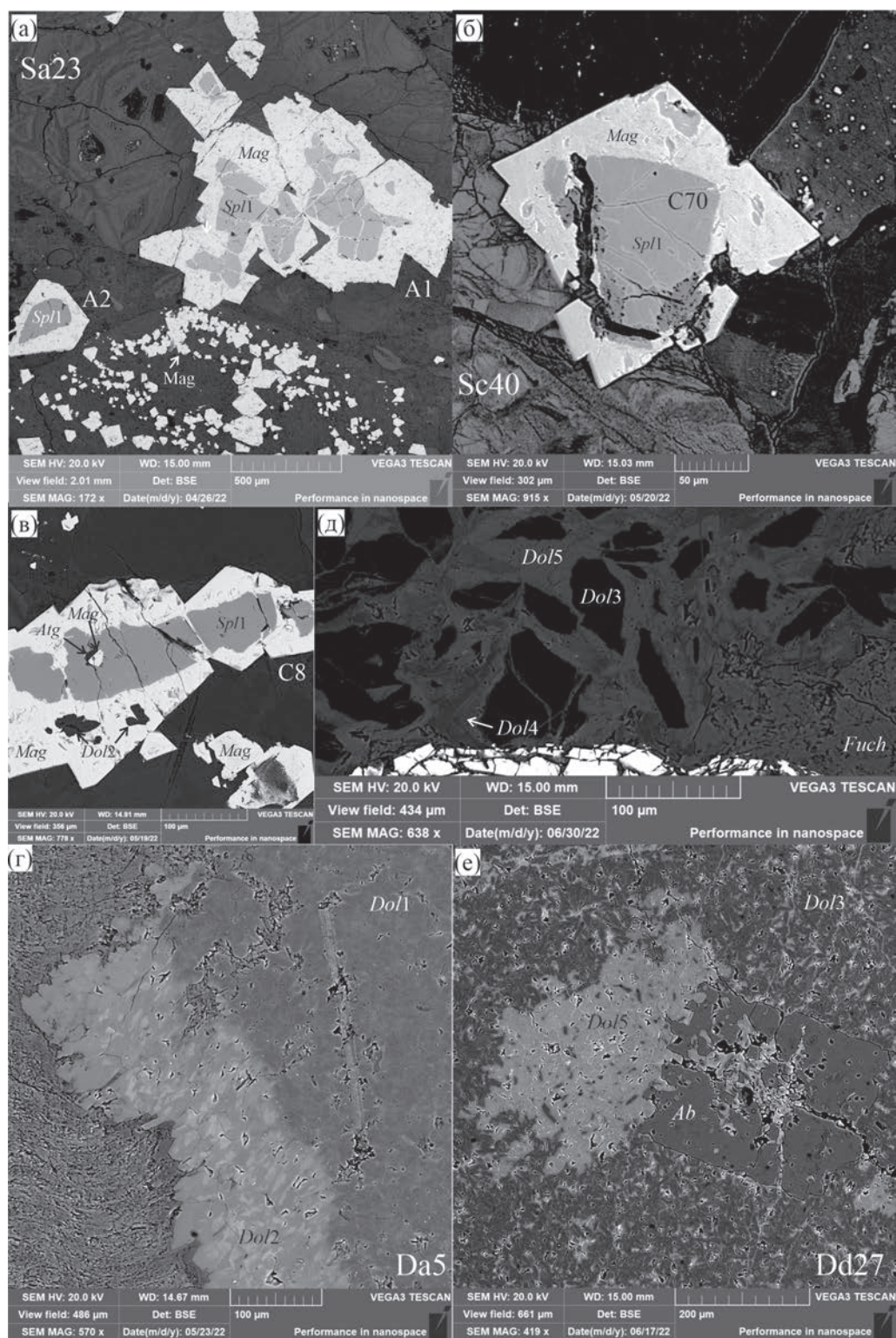


Рис. 4. Постседиментационная перекристаллизация в песчаниках. BSE изображения: (а–в) развитие идиоморфного магнетита в обломках и в матрице серпентинитовых песчаников; (г) кайма ферродолomite на контакте обломка доломитовой породы с матриксом серпентинитового песчаника; (д) ферродолomite, цементирующий мелкие обломки доломитовых пород в лиственистом песчанике; (е) перекристаллизация доломита на отдельных участках и на контакте с альбитом, обломок доломитовой породы в лиственистом песчанике. Аббревиатура минералов здесь и далее по (Warr, 2021), генерации минералов (здесь и на других рисунках) охарактеризованы в тексте. Проанализированные зерна хромшпинелидов (здесь и на других рисунках) пронумерованы (см. Suppl. 2, ESM_2.xls).

обычно образуют тесные срастания субмикронного или микронного масштаба (рис. 5д–5з). Иногда такие срастания или непосредственно вторичные хромшпинелиды имеют отчетливо выраженные каймы филлосиликатов (рис. 5з, 5и). В обломках серпентинитов отмечаются как ксеноморфные или амебовидные зерна хромшпинелидов (рис. 4а), типичные для реститовых шпинелевых перидотитов, так и редкие идиоморфные и субидиоморфные зерна (рис. 5ж, 5к), более характерные для кумулятивных перидотитов и дунитов; зерна в матриксе песчаников в той или иной степени окатаны и имеют округлую или изометричную форму (рис. 5л). Размер преобладающей части (85%) детритовых зерен хромшпинелидов варьирует от 10 до 150 мкм.

Составы хромшпинелидов были проанализированы в 321 зерне в пяти прозрачно-полированных шлифах из четырех образцов (см. Supplementary 2, ESM_2.xls). Первичные хромшпинелиды, характеризующиеся низкими содержаниями MnO (<0.28–0.38 мас. %, в зависимости от хромистости) и ZnO (<0.35–0.36 мас. %), установлены в 236 зернах (часто как реликты в хромшпинелидах метаморфических генераций). Составы первичных шпинелидов в обломках серпентинитов и лиственитов принципиально не различаются.

Преобладающая часть первичных хромшпинелидов имеет крайне низкое содержание TiO_2 (<0.1 мас. %), часто ниже предела обнаружения (0.08 мас. % TiO_2), и низкую степень окисления железа ($F\#Spl$, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al} + \text{Cr}) < 0.050\text{--}0.055$), что свойственно первичным хромшпинелидам из реститовых перидотитов (Spl/res). Широкий диапазон вариаций хромистости этих шпинелидов ($Cr\#Spl$, $Cr/(Cr + Al) = 0.294\text{--}0.656$) и характер ее корреляции с их магнезиальностью ($Mg\#Spl$, $Mg/(Mg + \text{Fe}^{2+})$) от 0.465 до 0.705 (рис. 6) соответствуют хромшпинелям реститовых перидотитов из массивов офиолитов, в частности Омана (LeMée et al., 2004) (рис. 6). В небольшой части мелких зерен первичных реститовых хромшпинелидов отмечается повышенная степень окисления железа (до 0.09) и пониженная магнезиальность, обусловленные, по-видимому, частичным захватом магнетита при анализе.

Составы четырех зерен первичных хромшпинелидов с низкой степенью окисления железа и низким содержанием TiO_2 (<0.08–0.25 мас. %) из серпентинитовых песчаников (обр. 1099/4 и 1100/4) отличаются от описанной выше резко повышенной магнезиальностью при высокой хромистости (рис. 6), что свойственно составам шпинелидов из хромититов (Pober, Faupl, 1988; Arai, Okada, 1991; Barnes, Roeder, 2001). Низкое содержание титана (<0.08) в двух из четырех таких зерен ($Spl/lchr\text{-}te$) не исключает их отнесения к хромититам (Page, Barnes, 2009).

Немногочисленные первичные хромшпинелиды с относительно высоким содержанием TiO_2 (0.54–1.73 мас. %) и повышенной степенью окисления железа ($F\#Spl$, 0.047–0.157), присутствующие во всех изученных образцах, могут быть интерпретированы как кумулятивные ($Spl/lcum$). При этом большая их часть обнаруживает довольно узкий интервал хромистости ($Cr\#Spl$, 0.56–0.59) при значительном интервале магнезиальности (0.62–0.32), понижение которой сопровождается закономерным ростом содержания титана и степени окисления железа, что характерно для хромшпинелидов из когенетических кумулятивных пород.

В отдельную группу были выделены хромшпинелиды с содержанием TiO_2 от 0.1 до 0.4 мас. %, превышающим таковое в хромшпинелидах из реститовых перидотитов, но пониженное по сравнению с таковым в хромшпинелидах из кумулятивных пород. Интерпретация этих хромшпинелидов неоднозначна. Такое содержание титана в сочетании с нормальной или повышенной степенью окисления железа свойственно как шпинелидам из некоторых дунитов и кумулятивных перидотитов/пироксенитов, так и шпинелидам из плагиоклазовых лерцолитов, а также реакционным хромшпинелидам из реститовых перидотитов на контакте с прожилками или телами кумулятивных перидотитов или габброидов (Pearce et al., 2000; Pirnia et al., 2018; Базылев и др., 2023). Не исключено, что в эту группу попали хромшпинелиды разного генезиса ($Spl/lcum/react$). По интервалу значений величины хромистости шпинелиды эта группа не отличается от реститовых и кумулятивных шпинелидов, так что особенности составов не влияют на геодинамическую интерпретацию и ниже не обсуждаются.

В значительной части зерен хромшпинелидов как реститового, так и кумулятивного происхождения обнаруживаются признаки частичной перекристаллизации, которые проявляются в повышении содержаний цинка (преимущественно до 1 мас. %, в одном из зерен до 8.2 мас. % ZnO) и/или марганца (до 1.37 мас. % MnO) и понижении магнезиальности зерен или их отдельных участков (рис. 6б–6д). Судя по составам зерен, в которых присутствуют и первичные хромшпинелиды, и частично перекристаллизованные ($Spl/2$) (табл. 3, зерно A1), частичная перекристаллизация не сопровождается существенными изменениями содержаний титана, трехвалентного железа, хрома и алюминия, т.е. проявлена преимущественно в изменении содержаний двухвалентных катионов, обладающих относительно высокими скоростями диффузии (Barnes, 2000).

Частичная перекристаллизация хромшпинелидов в некоторых зернах сопровождается и их полной перекристаллизацией, хотя и не всегда. Полностью перекристаллизованные хромшпинелиды, которые можно назвать метаморфическими

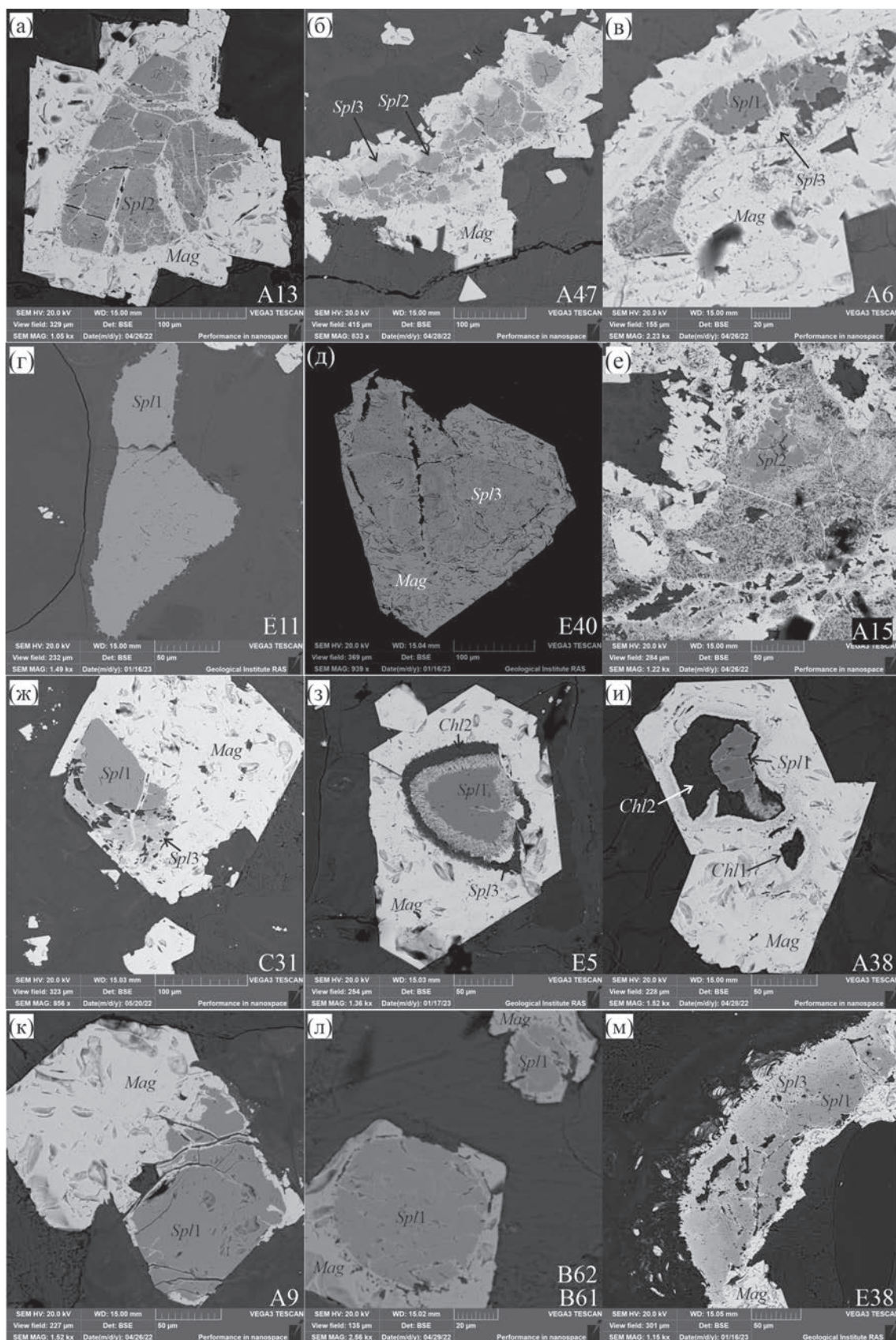


Рис. 5. Зерна хромшпинелидов в серпентинитовых песчаниках.

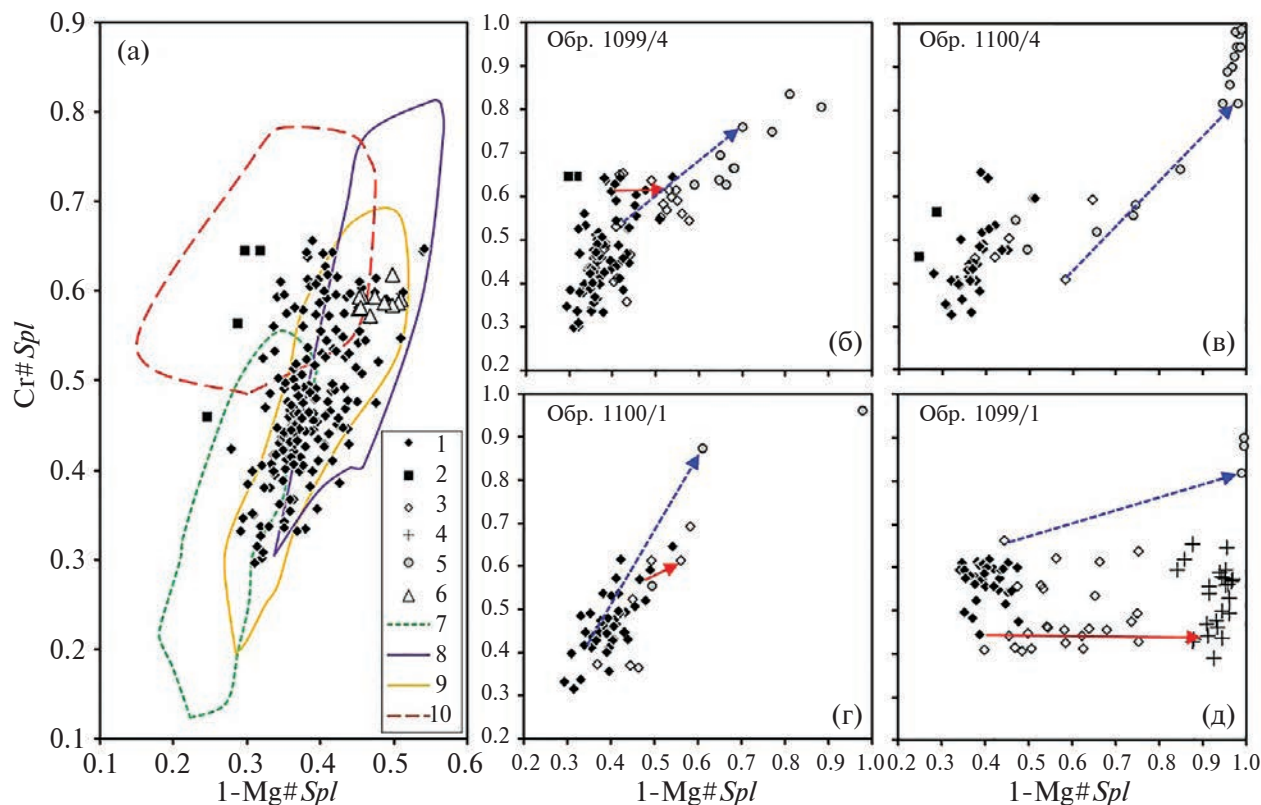


Рис. 6. Составы реститовых и хромититовых хромшпинелидов из песчаников: (а) первичные (все изученные образцы); (б–д) первичные, частично перекристаллизованные и метаморфические в отдельных образцах. Генерации хромшпинелидов: 1 – первичные реститовые (*Spl1res*), 2 – первичные хромититовые (*Spl1chr-te*); 3 – частично перекристаллизованные (*Spl2*), 4 – частично перекристаллизованные, специфичные для лиственитов (*Spl2a*); 5 – метаморфические (*Spl3*); 6 – хромшпинелиды из гарцбургитов Мунилканского массива (Оксман, 2000); поля составов первичных хромшпинелидов из: 7 – реститовых перидотитов COX (Dick, Bullen, 1994), 8 – гарцбургитов преддуговых бассейнов (Ishii et al., 1992), 9 – гарцбургитов офиолитов Омана (LeMée et al., 2004), 10 – хромититов офиолитовых массивов Омана (Rollinson, Adetunji, 2013, 2015). Сплошной и пунктирной стрелками показаны типичные тренды изменения составов шпинелей при частичной и полной перекристаллизации соответственно.

(*Spl3*), обычно присутствуют в контакте с частично перекристаллизованными шпинелидами (рис. 5б, 5е), реже с первичными (рис. 5в, 5ж, 5м). Метаморфические шпинелиды отличаются повышенной хромистостью (0.57–0.96) при пониженной магниальности и сильно варьирующей степенью окисления железа (0.02–0.82). Для них характерны наиболее высокие содержания марганца (до 3.5 мас. % MnO) и повышенные содержания цинка (до 4.5 мас. % ZnO). Преобладающая часть метаморфических шпинелидов обнаруживает довольно высокое содержание глинозема (5–25 мас. %). Некоторые составы обнаруживают повышенное содержание SiO_2 (>0.5 мас. %), свидетельствующее о частичном захвате ассоциирующего филлосиликата при анализе; такие составы были исключены из рассмотрения.

Метаморфические шпинелиды имеют невысокое содержание титана, когда развиваются по первичным реститовым хромшпинелидам,

и повышенное – когда развиваются по шпинелидам с повышенным или высоким содержанием титана (табл. 1, 3).

Силикаты в изученных обломках серпентинитов представлены серпентинами, хлоритами, тальком и фазами, промежуточными по составу между хлоритом и тальком. Среди серпентинитов волокнистых агрегатов или прожилков не обнаружено, что позволяет предполагать отсутствие хризотила. Идентификация фаз филлосиликатов производилась по особенностям их состава и стехиометрии (при допущении отсутствия трехвалентного железа и структурных вакансий). При этих допущениях относительное количество катионов в тетраэдрической и октаэдрической структурных позициях силикатов может быть рассчитано как $\Sigma\text{tetr} = \text{Si} + (\text{Al} + \text{Cr})/2$, $\Sigma\text{oct} = \Sigma\text{cat} - \Sigma\text{tetr}$ (с использованием атомных содержаний элементов). К лизардитам отнесены низкоглиноземистые составы с величинами $\Sigma\text{tetr}/(\Sigma\text{tetr} + \Sigma\text{oct})$ 0.394–0.407 (с учетом того,

Таблица 3. Представительные минеральные ассоциации в отдельных обломках серпентинитов и хлоритов

Шлиф	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)
Литокласт	Sa3	Sa3	Sa3	Sa3	Sa3	Sa17	Sa17	Sa17	Sa17	Sa17	Sa17	Sa23
Минерал	<i>Sp/l</i> res	<i>Atg</i>	<i>Atg</i>	<i>Tlc-Chl</i>	<i>Flz</i>	<i>Sp/l</i> res	<i>Sp/l</i> res	<i>Sp/l</i> 3	<i>Chl</i> 1	<i>Chl</i> 2	<i>Atg</i> 2	<i>Sp/l</i> res
Позиция		1	3	1	2		A38		7	8	1	6
Зерно	A25											A1
Рисунок						5и, 9г–9е	5и, 9г–9е	5и, 9г–9е	9г–9е	9г–9е	9г–9е	4а
Точки	10	3	2	5	4	6	6	2	2	2	5	8
SiO ₂	0,01	43.47	42.13	46.87	38.66	0.00	0.00	2.98	30.42	35.00	41.65	43.02
TiO ₂	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.04	0.10	0.00	0.00	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	40.55	1.41	1.70	5.65	1.68	40.21	16.14	0.52	16.55	8.84	2.51	1.43
FeO	16.13	3.69	4.99	3.03	11.42			76.76	5.13	3.57	6.17	3.04
MnO	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.23	0.27	0.00	0.00	0.04	0.05
MgO	15.96	38.81	37.98	32.55	35.00	15.91	15.91	2.74	30.55	33.29	36.84	39.54
CaO		0.09	0.11	0.14	0.10				0.05	0.00	0.15	0.07
Na ₂ O		0.00	0.00	0.00	0.00				0.000	0.000	0.00	0.08
K ₂ O		0.00	0.00	0.00	0.00				0.05	0.04	0.00	0.27
Cr ₂ O ₃	26.19	0.22	0.82	2.34	0.56	26.67		10.82	4.57	6.38	0.37	0.65
NiO	0.14	0.23	0.31	0.39	0.34	0.16	0.16	0.31	0.21	0.37	0.37	0.11
V ₂ O ₃	0.16					0.15	0.15	0.10				
ZnO	0.31					0.19	0.19	0.24				
Сумма	99.70	87.92	88.04	90.98	87.76	99.71	99.71	94.85	87.54	87.49	88.09	87.91
Mg#		94.9	93.1	95.1	84.5				91.4	94.3	91.4	95.9
Cr# <i>Sp</i>	0.302					0.308	0.308	0.933				
Mg# <i>Sp</i>	0.680					0.678	0.678	0.138				
F# <i>Sp</i>	0.032					0.031	0.031	0.809				

Примечание. Структурная позиция силикатов: 1 – центральные части участков между петельчатыми прожилками, 2 – краевые части участков между петельчатыми прожилками, 3 – петельчатые прожилки, 4 – секущие прожилки, 5 – бастит, 6 – отдельные однородные участки, 7 – включение в хромшпинелиде, 8 – в контакте с хромшпинелидом.

Таблица 3. Окончание (вправо)

1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (2)	1099/4 (2)
Sa23	Sa23	Sa23	Sa23	Sa4	Sa4	Sa4	Sa4	Sa4	Cb3	Cb3	Cb3
<i>Tlc</i>	<i>Tlc-Chl</i>	<i>Atg</i>	<i>Lz</i>	<i>Spl</i> cum	<i>Chl1</i>	<i>Chl3</i>	<i>Chl4</i>	<i>Atg</i>	<i>Ilm</i>	<i>Chl4</i>	<i>Tlc-Chl</i>
3	3	4	2	A9	6	6	6. 8	3?. 6?			
4a, 9B	4a, 9B	4a, 9B	4a, 9B	5κ, 9a	9a	9a	9a	9a	10a	10a	10a
1	2	2	2	4	1	3	5	3	2	1	2
62.63	57.07	41.49	40.95	0.00	30.24	35.25	31.30	42.32	0.00	33.75	38.33
0.00	0.00	0.00	0.00	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	48.53	0.00	0.00
0.23	1.88	3.91	1.19	29.51	22.44	13.80	17.37	2.62	0.04	15.08	11.46
1.37	2.22	5.69	8.30	25.12	4.44	4.22	8.33	4.16	46.92	8.99	4.45
0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.12	0.00	3.16	0.10	0.00
29.93	31.65	35.36	36.63	11.58	29.33	33.55	29.91	38.35	0.28	29.12	33.05
0.11	0.11	0.25	0.05		0.13	0.09	0.09	0.09		0.20	0.29
0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
0.71	0.39	1.01	0.09	31.07	0.14	0.14	0.21	0.15	0.00	0.28	0.83
0.32	0.31	0.35	0.30	0.19	0.58	0.21	0.22	0.28	0.02	0.00	0.29
				0.38					0.29		
				0.21					0.00		
95.30	93.63	88.06	87.51	99.34	87.30	87.26	87.55	87.96	99.23	87.53	88.70
97.5	96.2	91.7	88.7		92.2	93.4	86.4	94.2		85.2	93.0
				0.414							
				0.518							
				0.077							

что в стехиометрическом лизардите эта величина составляет 0.400), к антигоритам — 0.408–0.435 (для наиболее типичных антигоритов с $m = 17$ должно быть 0.418 (Mellini et al., 1987)), к Fe-лизардитам — 0.374–0.397 (рис. 7, 8). К хлоритам отнесены составы с $\Sigma\text{tetr}/(\Sigma\text{tetr} + \Sigma\text{oct})$ 0.396–0.420 и величиной $(\text{Al} + \text{Cr})/\Sigma\text{cat}$ выше 0.092, к тальку — составы с величинами $(\text{Al} + \text{Cr})/\Sigma\text{cat}$ менее 0.010 и $\Sigma\text{tetr}/(\Sigma\text{tetr} + \Sigma\text{oct})$ выше 0.564 (по стехиометрии 0.571).

Составы силикатных минералов обнаруживают некоторые необычные черты. Так, гомогенные даже при максимальном увеличении электронного микроскопа талько-хлориты (тонкая смесь фаз или смешаннослойная фаза) встречаются и в обломках, и в матриксе значительно чаще, чем чистые хлорит и тальк. При этом составы талько-хлоритов образуют непрерывный ряд (рис. 7) от чистого талька до низкоглиноземистых хлоритов (с содержанием Si 6.6–7.3 атомов на форм. ед. при пересчете на 18 атомов O и величиной $(\text{Al} + \text{Cr})/\Sigma\text{cat}$ 0.092–0.156). Чистый тальк имеет высокую магнезиальность ($\text{Mg\# } 97.3 \pm 0.6$) и высокое содержание никеля (0.31 ± 0.05 мас. % NiO), но обнаруживает варьирующее содержание хрома при невысоком содержании глинозема (0.27 ± 0.18 мас. % Al_2O_3) (табл. 2).

Низкоглиноземистые хлориты, соответствующие ассоциирующим или переслаивающимся с тальком в талько-хлоритах, имеют довольно высокую магнезиальность ($\text{Mg\# } 89.0$ – 95.1). По содержанию хрома они четко подразделяются на высокохромистые (до 6.8 мас. % Cr_2O_3 , кеммериты) (*Chl2*), тесно ассоциирующие с метаморфическими хромшпинелидами, и низкохромистые (*Chl3*), обычно не ассоциирующие с ними (табл. 2). Высокоглиноземистые магнезиальные хлориты (*Chl1*, с величиной $(\text{Al} + \text{Cr})/\Sigma\text{cat}$ 0.170–0.253 и 5.7–6.6 атомов Si в формуле, $\text{Mg\# } 90.9$ – 96.0) в обломках серпентинитов редки; они также сильно различаются по содержанию хрома. В обломках серпентинитов с кумулятивными хромшпинелидами преимущественно развиты умеренно-железистые хлориты (*Chl4*, $\text{Mg\# } 83.7$ – 89.3 , 5.3–6.7 атомов Si в формуле). С хлоритами в обломках серпентинитов ассоциируют талько-хлориты и антигориты варьирующего состава (табл. 3). В составе отдельных обломков высоко- и низкоглиноземистые хлориты часто встречаются совместно и имеют одинаковое структурное положение (рис. 5и). При этом низкохромистые хлориты, по-видимому, развиваются в результате замещения преимущественно плагиоклаза наряду с пироксенами. Присутствие плагиоклаза в протолите таких обломков, в сочетании с повышенным содержанием титана в хромшпинелидах и пониженной магнезиальностью хлоритов (табл. 3, литокласт Sa4), согласуется с вероятной кумулятивной природой их протолита.

Серпентины в обломках представлены как лизардитом, так и антигоритом, хотя их составы четко

не разделяются (рис. 7); при этом антигориты резко преобладают. Магнезиальность серпентинов варьирует в широком интервале, магнезиальность антигоритов (преимущественно 90–97) в среднем выше магнезиальности лизардитов (87.4–92.9) (рис. 8).

Особую группу составляют Fe-лизардиты ($\text{Mg\# } 80.8$ – 88.4), составы которых обнаруживают невысокое содержание глинозема ($(\text{Al} + \text{Cr})/\Sigma\text{cat}$ менее 0.05) и отличаются пониженным содержанием кремнезема относительно стехиометрии лизардита ($\Sigma\text{tetr}/\Sigma\text{cat}$ 0.374–0.397) (рис. 7, 8). Дефицит кремнезема в составе этих серпентинов в принципе может быть связан либо с примесью в них брусита, либо с присутствием трехвалентного железа по чермакитовому механизму замещения (Evans et al., 2012). Однако тесная ассоциация этих серпентинов с тальком или талько-хлоритом практически исключает первую возможность, поскольку ассоциация брусита с тальком термодинамически нестабильна. Величина $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в этих серпентинах, рассчитанная согласно (Evans et al., 2012), оценена как 0.30 ± 0.11 , при этом их магнезиальность без учета трехвалентного железа ($100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) составляет 89.6 ± 1.1 .

В отношении измеренных составов филлосиликатов нельзя не отметить, что мелкие размеры зерен этих минералов в матриксе песчаников и тесная ассоциация разных филлосиликатов в структурах некоторых обломков не позволяют исключать возможности захвата нескольких фаз при анализе. По-видимому, это относится к немногочисленным составам, промежуточным между составами серпентина и талька (рис. 7), которые ввиду этого не рассматриваются, а также, возможно, к некоторым также немногочисленным составам, промежуточным между составами преобладающей части серпентинов (с величинами $(\text{Al} + \text{Cr})/\Sigma\text{cat}$ менее 0.06) и хлоритов (с величинами $(\text{Al} + \text{Cr})/\Sigma\text{cat}$ более 0.092).

Как отмечалось выше, в обломках серпентинитов среди филлосиликатов резко преобладает антигорит. В преобладающей части обломков он является единственным минералом, при этом его состав бывает как однородным в пределах обломка, так и неоднородным, со значительными вариациями магнезиальности и содержаний глинозема и хрома (см. Supplementary 2, ESM_3.xls). Для значительной части обломков, в которых антигорит ассоциирует с другими филлосиликатами, характерна псевдопетельчатая структура, где прожилки целиком или только их центральные части сложены антигоритом, участки между прожилками (иногда похожие на серпофиты) — тальком, талько-хлоритом, реже антигоритом, а краевые части прожилков или краевые части участков между прожилками — лизардитом (литокласт Sa3 в табл. 3, рис. 9б). Однако в части обломков структурные соотношения

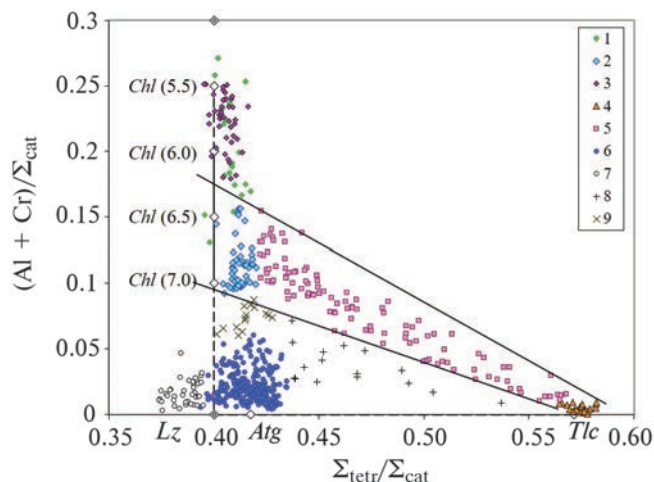


Рис. 7. Составы силикатов из обломков серпентинитов и хлорититов. 1 — хлориты (*Chl1*, *Chl4*); 2 — хлориты (*Chl2*, *Chl3*); 3 — хлориты (*Chl5*); 4 — тальк; 5 — талько-хлорит; 6 — серпентины (лизардит и антигорит); 7 — Fe-лизардиты; 8 — тальк + серпентин(?); 9 — серпентин + хлорит(?). *Lz*, *Atg*, *Tlc*, *Chl* (незалитые ромбы) — идеальные составы минералов; для хлоритов в скобках указано количество атомов Si в формуле при пересчете на 18O. Сплошные линии ограничивают поле составов талько-хлоритов.

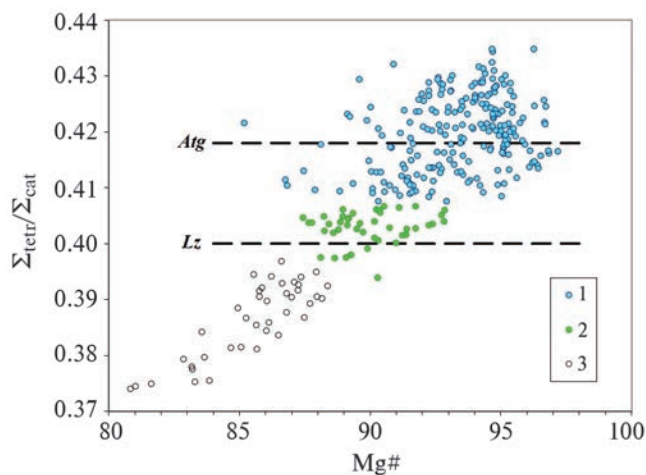


Рис. 8. Составы серпентинов: 1 — антигориты, 2 — лизардиты, 3 — Fe-лизардиты.

обратные — прожилки сложены тальком или талько-хлоритом, а участки между прожилками — антигоритом (литокласт Sa23 в табл. 3, рис. 9в). При этом псевдоморфного замещения первичных силикатов, как правило, не отмечается; лишь в единичных обломках удастся уверенно различить гомоосевой серпентин (бастит), псевдоморфно замещающий пироксен, и серпентин, псевдоморфно замещающий оливин (рис. 9г–9е), при этом составы обоих серпентинов отвечают антигориту

и не сильно отличаются (литокласт Sa17 в табл. 3). Обычный для серпентинизированных ультрамафитов мелкий магнетит, рассеянный или в виде линейных выделений, в преобладающем большинстве обломков отсутствует.

Все филлосиликаты, слагающие обломки серпентинитов, присутствуют и в матрице песчаников в виде мелких зерен, среди которых, однако, преобладают тальк и талько-хлорит (рис. 3б, 9д).

Хлорититы

Хлорититы слагают преимущественно мелкие хорошо окатанные обломки, имеющие массивную или сланцеватую текстуру без реликтов первичных структур (рис. 10а–10г). В составе обломков доминируют высокоглиноземистые железистые хлориты (*Chl5*, Mg# 39.0–81.4), что позволяет предполагать мафитовую природу их протолита. С хлоритами в обломках ассоциируют талько-хлориты (литокласт Cb3 в табл. 3); серпентинов в этих обломках нет. Составы хлоритов из хлорититов образуют непрерывный ряд с составами хлоритов из серпентинитов, в котором с понижением магнезиальности хлоритов увеличивается их глиноземистость и понижается содержание кремнезема (количество атомов Si в формуле уменьшается от 6.6 до 5.4) (рис. 11). Составы большей части талько-хлоритов в этих обломках практически не отличаются от таковых в обломках серпентинитов, лишь некоторые составы обнаруживают пониженную магнезиальность (*Tlc-Chl2*) (см. Supplementary 2, ESM_3.xls).

В отдельных обломках хлорититов присутствует ильменит в виде зерен различной формы и размера, частично замещенных рутилом и магнетитом (рис. 10а, 10б), а также зерна апатита. Судя по ассоциациям минералов, их магнезиальности, а также размерам зерен ильменита и апатита, протолитом хлорититов были габброиды. Минералы хлорититов (железистый хлорит, ильменит, апатит, титанистый магнетит (см. Supplementary 2, ESM_6.xls)) слагают также отдельные детритовые зерна в матрице песчаников (рис. 10д–10ж). Титанистый магнетит слагает окатанное зерно в обр. 1100/4 с ламеллями силиката в разных кристаллографических направлениях (рис. 10е). Магнетитовой каймы вокруг этого зерна нет, а состав магнетита в зерне отличается повышенными содержаниями TiO_2 (0.7 мас. %) и V_2O_3 (1.5 мас. %) (см. Supplementary 2, ESM_6.xls), что характерно для магматических магнетитов.

Алевролиты

Обломки алевролитов (размером до 2–3 мм) имеют удлиненную или уплощенную форму с признаками слоистости, согласной с удлинением обломков. Алевролиты сложены мелкими, до 60 мкм,

зернами филлосиликатов, характерными для серпентинитов и хлорититов (антигорит, лизардит, Fe-лизардит, железистый хлорит, талько-хлорит), а также содержат единичные обломки доломитовых пород размером до 20 мкм. В составе алевролитов отмечаются также идиоморфные зерна магнетита размером до 20 мкм, похожие на зерна в матрике песчаников, в некоторых обломках довольно обильно.

Листвениты

Обломки лиственитов различаются по степени окатанности, крупные обломки обычно округлые, мелкие — часто угловатые (рис. 12а–12в). Наиболее полная минеральная ассоциация (фуксит, ферродоломит, кварц, кальцит, хромшпинелид) встречена лишь в единичных обломках (см. Supplementary 2, ESM_1.xls). Текстура лиственитов в обломках массивная, иногда с элементами концентрической зональности, когда ферродоломит переменного состава нарастает на другие фазы. Единичные слабоокатанные обломки имеют неправильную сильно удлинённую форму и сложены преимущественно кварцем с подчинённым количеством доломита. Вероятно, такие обломки представляют собой фрагменты доломит-кварцевых жил, обычных для лиственитов (Gahlan et al., 2020). Среди минералов лиственитов преобладают ферродоломит (*Dol*4) и фуксит (хромистый фенгит, или мариопозит), в подчинённом количестве присутствуют кварц и кальцит, в части обломков установлены также хромшпинелиды и рутил. Эти же минералы в виде отдельных зерен присутствуют и в цементе пород, где, помимо них, отмечены также единичные сильно окатанные трещиноватые зерна циркона (рис. 12з), а также мелкие зерна пирита с каймами гидроокислов железа и никеля и срастания миллерита и полидимита (рис. 12е). В цементе и в обломках присутствуют зерна замещённого ильменита с выделениями рутила (рис. 12ж).

Ферродоломиты, часто с элементами циклической (осцилляторной) зональности, обнаруживают сильно неоднородный состав с широкими вариациями магнезиальности ($Mg\#$ 68.3–93.3) при невысоких содержаниях марганца. Кальцит представлен единичными мелкими (40–150 мкм) субидиоморфными зернами. В его составе отмечены довольно высокие содержания магния, которые, по оценкам кальцит-доломитового геотермометра (Anovitz, Essene, 1987), соответствуют температуре равновесия около 500°C. Фуксит слагает сплошные мелкочешуйчатые агрегаты, часто цементирует отдельные фрагменты растащенных зерен хромшпинелидов, а иногда также слагает псевдоморфозы по идиоморфным включениям первичных силикатов в хромшпинелиде (рис. 12д). Составы фукситов

довольно однородны и характеризуются умеренно-высокими содержаниями хрома (в среднем 3.9 мас. % Cr_2O_3) (табл. 2; см. Supplementary 2, ESM_4.xls).

Зерна хромшпинелидов в обломках лиственитов обычно сильно раздроблены (рис. 12в) и не имеют магнетитовых кайм. Среди реликтов первичных хромшпинелидов преобладают хромшпинелиды, типичные для реститовых перидотитов ($Cr\#Spl$ 0.44–0.62), но присутствуют также зерна кумулятивных хромшпинелидов ($Cr\#Spl$ 0.57–0.60, TiO_2 1.0–1.7 мас. %), а также зерна с промежуточными содержаниями титана. Частичная перекристаллизация первичных хромшпинелидов в лиственитах проявлена намного интенсивнее, чем в обломках серпентинитов — магнезиальность частично перекристаллизованных шпинелидов (*Spl*2а) понижается до 0.03–0.16 (рис. 6д), а содержание цинка достигает 5 мас. % ZnO при том, что хромистость, содержание титана и степень окисления железа не претерпевают существенного изменения по сравнению с составами первичных хромшпинелидов в этих же зернах (литокласт Ld68 в табл. 1; см. Supplementary 2, EMS_2.xls). Ввиду небольшого размера зерен хромшпинелидов в части анализов фиксируется повышенное содержание кремнезема, обусловленное частичным захватом ассоциирующих силикатов при анализе; это приводит к нестехиометрии рассчитанных составов хромшпинелидов ($F\#Spl < 0$) (Suppl. 2, ESM_2.xls). Полностью перекристаллизованные метаморфические хромшпинелиды, отличающиеся повышенной хромистостью (0.74–0.94), в обломках лиственитов редки. Чаще они слагают отдельные мелкие зерна без реликтов первичных хромшпинелидов, контактирующие с фукситом (рис. 12в, 12з), но также и тонкие каймы, нарастающие на частично перекристаллизованные хромшпинелиды (рис. 12г). Метаморфические шпинелиды в лиственитах имеют содержание глинозема 1.8–10.2 мас. %, повышенную степень окисления железа ($F\#Spl$ 0.09–0.37), повышенное содержание цинка (0.5–1.4 мас. % ZnO) и крайне низкую магнезиальность (0.002–0.022). Однако содержание марганца в них (0.17–0.40 мас. % MnO) находится на уровне его содержания в первичных хромшпинелидах.

Доломитовые породы

Составы доломитов в обломках доломитовых пород со скрытокристаллической структурой на участках без признаков постседиментационной перекристаллизации характеризуются низкими содержаниями FeO (до 1 мас. %) и MnO (до 0.8 мас. %) (табл. 2; см. Supplementary 2, ESM_5.xls). При этом основной примесью в доломитах из обломков доломитовых пород в серпентинитовых песчаниках

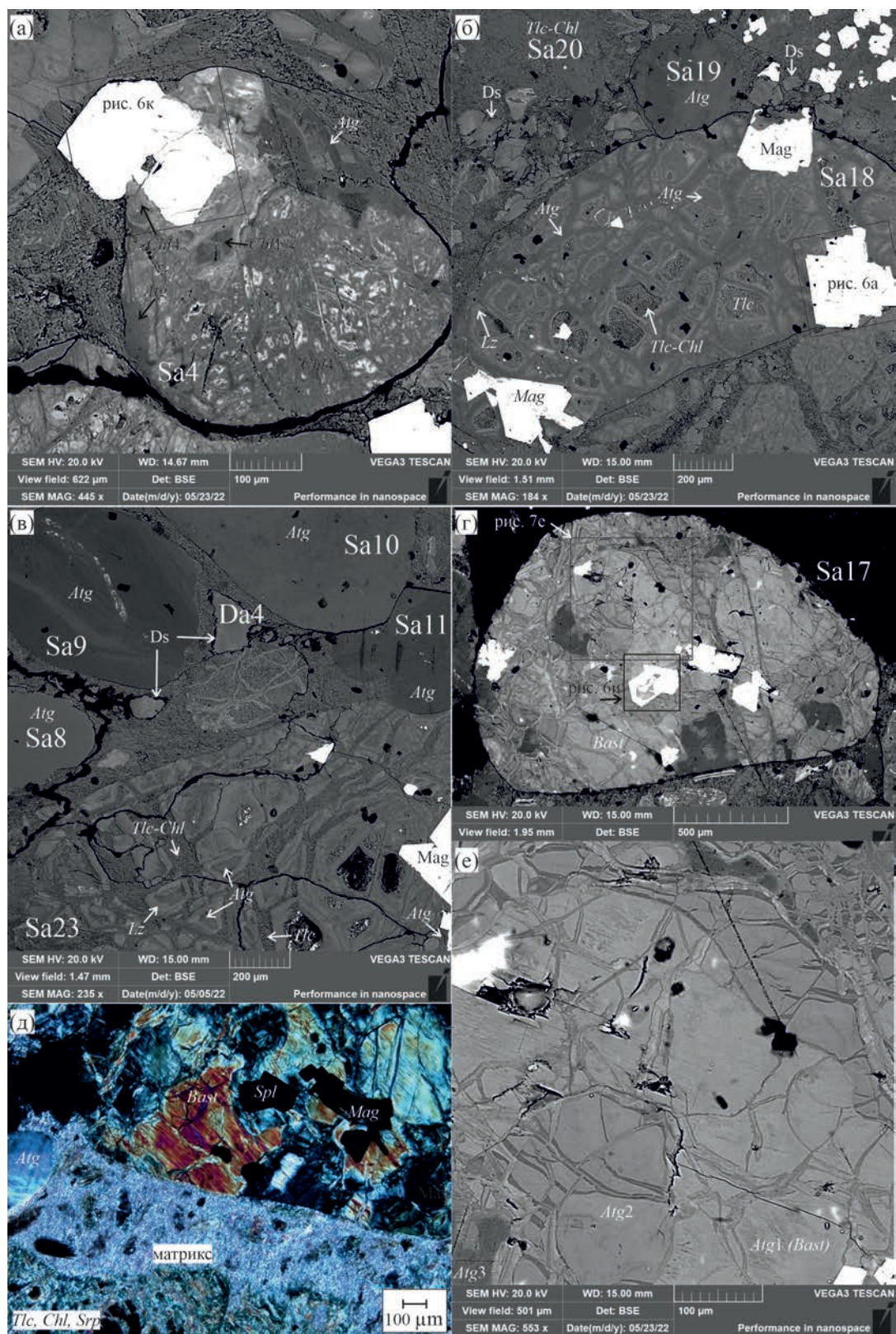


Рис. 9. Обломки в серпентинитовом песчанике, обр. 1099/4; BSE (а–г, е) и в поляризованном свете (д). (а) обломок серпентинита неопределенной структуры; (б) обломок серпентинита с псевдопетельчатой структурой; (в) обломки серпентинитов с разными структурами; (г–е) обломок серпентинита с признаками псевдоморфного замещения первичных силикатов.

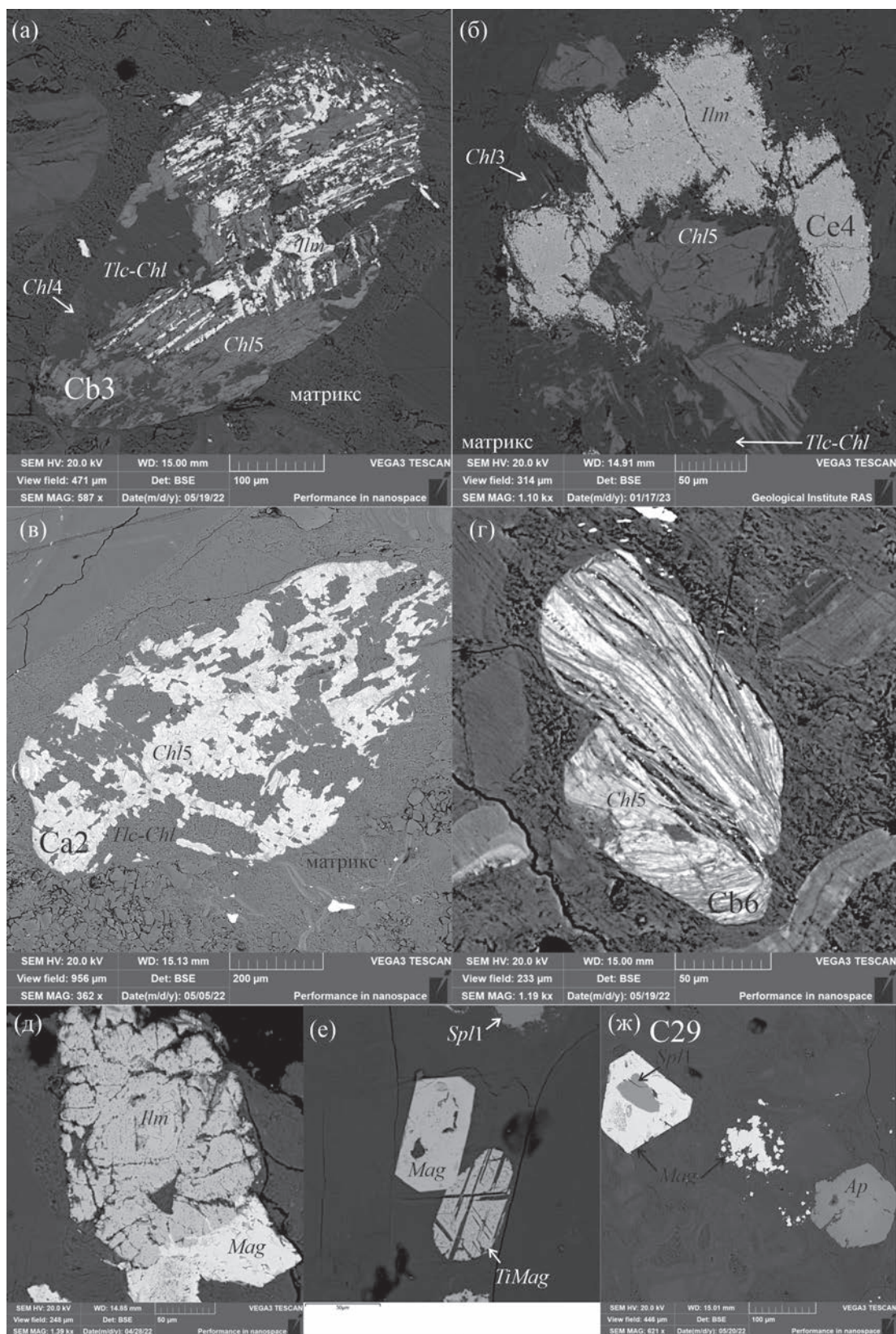


Рис. 10. Обломки хлоритов и их отдельных зерен в серпентинитовых песчаниках; BSE. (а–в) массивные обломки, (г) сланцеватый обломок, (д) зерно ильменита с локальной магнетитовой каймой обрастания, (е) окатанное зерно титанистого магнетита с ламеллями силикатных минералов, (ж) зерно апатита.

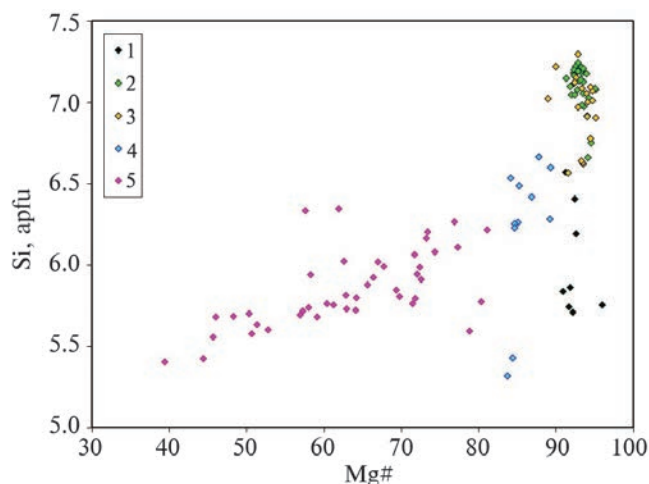


Рис. 11. Составы хлоритов: 1 — высокоглинозистые магнезиальные хлориты (*Chl1*), 2 — низкоглинозистые магнезиальные хлориты (высокохромистые) (*Chl2*), 3 — низкоглинозистые магнезиальные хлориты (низкохромистые) (*Chl3*), 4 — умеренно-магнезиальные хлориты (*Chl4*), 5 — железистые хлориты (*Chl5*).

(*Dol1*) является марганец, а в лиственитовых песчаниках (*Dol3*) — железо.

СОСТАВЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ МИНЕРАЛОВ

Перекристаллизация доломитов из обломков доломитовых пород в серпентинитовых песчаниках (тонкие четкие каймы, включения доломита в магнетите, мелкие до 30 мкм зерна в матриксе; *Dol2*) сопровождается умеренным возрастанием в них содержания FeO до 1.5 мас. %, MnO до 1.5 мас. % (рис. 13). В лиственитовом песчанике составы перекристаллизованных доломитов (участки укрупненной зернистости и секущие прожилки в обломках доломитовых пород, каймы вокруг обломков лиственитов; *Dol5*) отличаются сильно варьирующим и в целом повышенным содержанием FeO (1.0–10.7 мас. %), так что составы доломитов в цементе песчаника почти полностью перекрывают поле составов ферродоломитов из обломков лиственитов (*Dol4*, FeO 2.5–11.1 мас. %). Таким образом, особенности составов доломитов и структур песчаника и обломков позволяют предполагать растворение ферродоломита из обломков лиственитов с последующим переотложением карбонатного материала в цементе песчаника.

В составах части магнетитов обнаруживается повышенное содержание SiO_2 (0.6–2.7 мас. %), сопровождающееся также повышенным содержанием MgO , по-видимому, вследствие захвата силикатов при анализе; эти составы ниже нами не рассматриваются. Отличить низкоглинозистые

метаморфические хромшпинелиды, замещающие с краев зерна первичных хромшпинелидов (каймы замещения), от постседиментационных хромистых магнетитов, которые могут нарастать как непосредственно на первичные хромшпинелиды, так и на метаморфические хромшпинелиды (каймы обрастания), удастся не всегда, поскольку во вторичнорассеянных электронах эти фазы практически не различаются по яркости. Однако во многих зернах, особенно в обр. 1100/4, где хромистый магнетит нарастает, по крайней мере, на отдельных участках, не непосредственно на хромшпинелид, а на обрамляющий его низкоглинозистый хлорит (или губчатый агрегат субмикронного срастания хлорита с метаморфическим хромшпинелидом), различие между этими фазами очевидно — каймы замещения оказываются с внутренней стороны хлоритового обрамления, а каймы нарастания — с наружной (рис. 5з, 5и).

Составы постседиментационных магнетитов в разных образцах серпентинитовых песчаников различаются содержанием хрома, которое в обр. 1099/4 варьирует преимущественно в интервале 0.14–0.92 мас. % Cr_2O_3 , в обр. 1100/1 0.4–4.3 мас. %, а в обр. 1100/4 0.5–9.5 мас. % с тенденцией к понижению его содержания к наружным частям кайм. Содержания цинка и марганца в магнетитах коррелируют с содержанием в них хрома, однако не превышают 0.45 мас. % ZnO и 0.4 мас. % MnO . Из других примесных элементов в значимых количествах присутствует только никель (в среднем 0.25–0.43 мас. % NiO); содержание глинозема не превышает 0.4 мас. %, а содержания титана и ванадия в большинстве точек ниже предела обнаружения (0.08–0.13 мас. % TiO_2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вероятные обстановки накопления и источники сноса обломочного материала песчаников

Предшествовавшие исследователи предполагали, что накопление толщи офиолитокластитов происходило в условиях относительно глубоководного склона и его последующего обмеления (Шпикерман, Мерзляков, 1988). Действительно, прибрежно-морская/шельфовая обстановка является наиболее типичной обстановкой накопления серпентинитовых песчаников (Lockwood, 1971; Arai, Okada, 1991; Hisada, Arai, 1993; Bhatta, Ghost, 2014). Хотя выяснение обстановки седиментации не входило в число задач статьи, нельзя не обратить внимание на некоторые особенности пород. Так, довольно неожиданным оказалось отсутствие обломков серпентинитов в лиственитовом песчанике. Размер тел лиственитов в массивах ультрамафитов обычно не превышает первых десятков метров, а непосредственно вмещающие листвениты породы, как правило, представлены

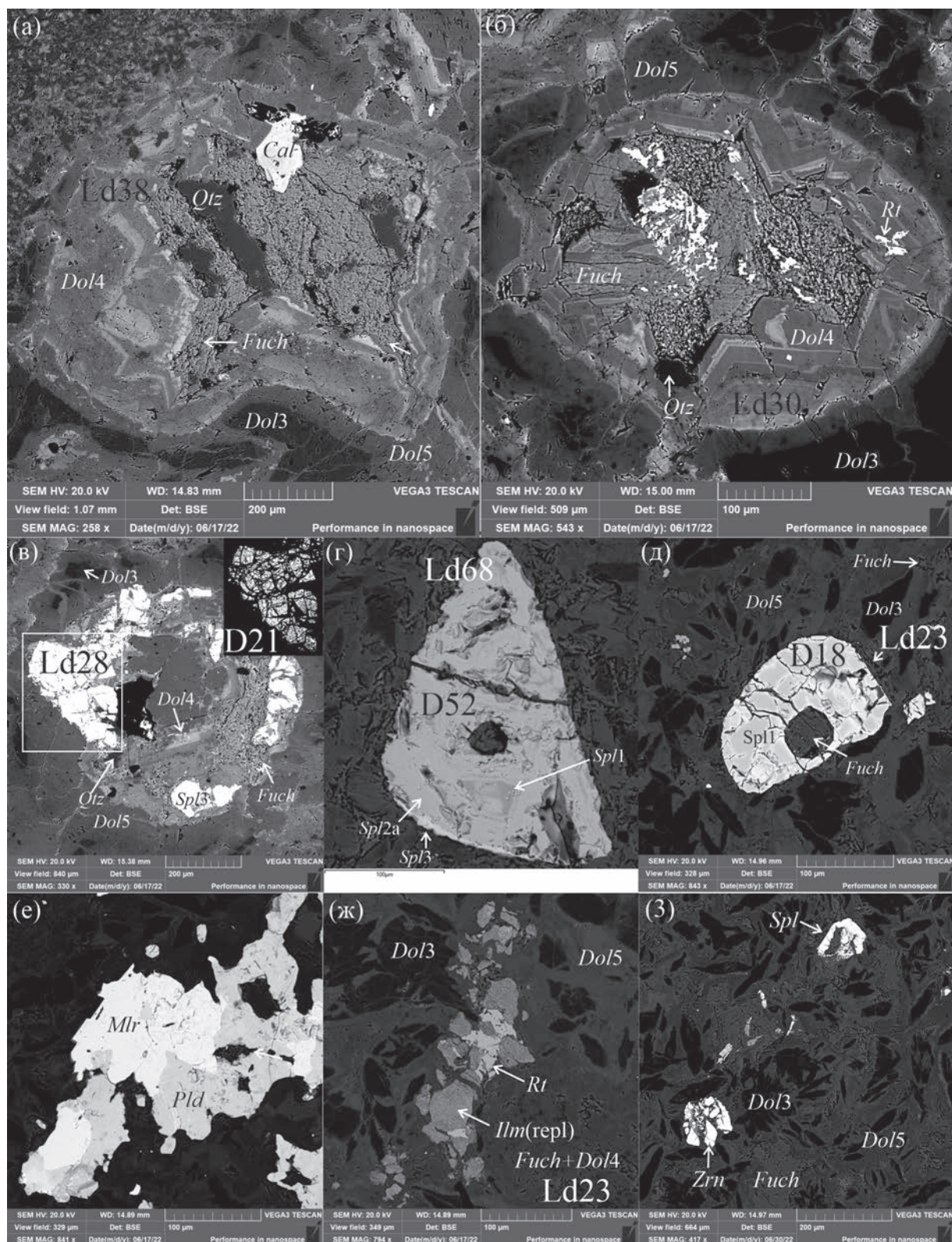


Рис. 12. Обломки пород и детритовых минералов в лиственитовом песчанике (обр. 1099/1). (а–в) окатанные обломки лиственитов с ферродоломитовыми каймами, (г) разные генерации хромшпинелидов в зерне с обрамлением фуксита, (д) зерно хромшпинелида с псевдоморфозой фуксита по идиоморфному включению первичного силиката, (е) агрегат миллерита и полидимита в цементе, (ж) выделения рутила в замещенном ильмените, (з) зерна циркона, метаморфического хромшпинелида и фуксита (*Fuch*) в цементе.

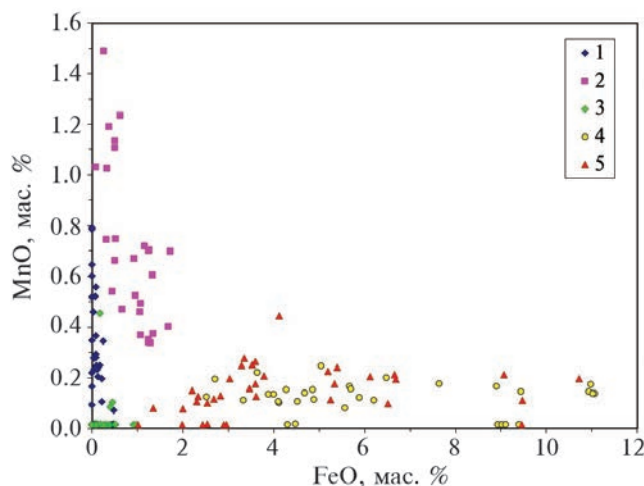


Рис. 13. Составы доломитов: 1, 2 — серпентинитовые песчаники: 1 — центральные участки доломитовых обломков (*Dol1*), 2 — каймы обломков, мелкие зерна в матриксе, включения в магнетите (*Dol2*); 3—5 — лиственитовые песчаники: 3 — центральные участки доломитовых обломков (*Dol3*), 4 — листвениты (*Dol4*), 5 — каймы вокруг обломков лиственитов, перекристаллизованные участки обломков доломитовых пород, прожилки в цементе и в обломках доломитовых пород (*Dol5*).

тальк-хлорит-антигоритовыми метаультрамафитами с карбонатами или без них (Halls, Zhao, 1995; Godard et al., 2021). Отсутствие обломков серпентинитов и минералов из них в лиственитовом песчанике свидетельствует о том, что при формировании этой породы размывался довольно локальный источник, и отложение осадков происходило в непосредственной близости от зоны размыва, без их существенного перемешивания с осадками из других источников. Однако при накоплении песчаников офиолитокластитовой толщи в прибрежно-морской зоне и на шельфе следовало бы ожидать хорошего перемешивания обломочного материала, поступавшего из обширной области сноса.

В случае серпентинитовых песчаников, с одной стороны, примечательно присутствие среди обломков пород с высоким содержанием талька. Тальк — один из самых мягких минералов, и такие обломки не могли перемещаться далеко и долго оставаться в непереотложенном состоянии. С другой стороны, обилие в этих песчаниках изометричных (окатанных) зерен хромшпинелидов, количество которых (в среднем 60–70 зерен в каждом шлифе) многократно превышает обычное количество зерен хромшпинелидов в ультрамафитах на такой же площади, позволяет предполагать довольно удаленный источник и обширную область сноса для зерен детритовых хромшпинелидов. В пользу обширной области их сноса говорит выдержанный и довольно широкий интервал хромистости

первичных реститовых хромшпинелидов детритовых зерен в каждом из изученных образцов (0.29–0.64 в обр. 1099/4, 0.33–0.65 в обр. 1100/1, 0.33–0.66 в обр. 1100/4), по-видимому, представительный для крупного офиолитового массива, а также присутствие в каждом из образцов, наряду с реститовыми первичными хромшпинелидами, также кумулятивных хромшпинелидов,

Среди обломков лиственитового песчаника изометричные зерна детритовых хромшпинелидов практически отсутствуют, а интервал хромистости первичных реститовых шпинелидов (0.44–0.62) из обломков лиственитов существенно меньше, чем в остальных образцах, что согласуется с более локальным источником сноса материала для этой породы.

Плохая сортировка обломков песчаников по размерности и широкие вариации состава и размерности обломков по разрезу обломочной толщи, отмечаемые и при геологическом описании обнажений, в совокупности с изложенным выше, позволяют предполагать, что данные породы, скорее всего, являются аллювиальными отложениями, подобно серпентинитовым песчаникам Калифорнии (Wakabayashi, 2020). При этом источники сноса обломков пород находились вблизи места осадконакопления, а источники сноса детритовых хромшпинелидов — на более значительном удалении. В пользу вероятного аллювиального происхождения офиолитокластитовой толщи также говорит и локальный, а не региональный характер ее распространения.

Состав обломков пород в изученных песчаниках позволяет предполагать, что в источнике сноса обломочного материала присутствовали серпентиниты, хлорититы, листвениты и доломитовые породы, при этом источники сноса находились вблизи места накопления офиолитокластитовой толщи. Размыву пород в источнике сноса предшествовали процессы метаморфической перекристаллизации ультрамафитов и мафитов, формирование лиственитов, тектоническая дезинтеграция офиолитов и/или их частичная денудация (на что указывает отсутствие обломков базальтов, долеритов, амфиболитов и кремнистых осадочных пород в исследованных нами образцах), а также совмещение (по-видимому, также тектоническое) преимущественно ультрамафитовых членов офиолитовой ассоциации с толщами карбонатных (доломитовых) пород.

Перекристаллизация ультраосновных и основных пород в источнике сноса

В обломках всех исследованных образцов серпентинитовых песчаников присутствуют генерации низкоокисленных ($F\#SpI < 0.5$) метаморфических шпинелидов с высоким содержанием глинозема

(y_{Al} , $Al/(Al + Cr + Fe^{3+})$ 0.28–0.47) (рис. 14), что типично для хромшпинелидов в ассоциациях с ортопироксеном, оливином, кальциевым амфиболом и хлоритом, и умеренно-высоким y_{Al} 0.07–0.28, характерным для хромшпинелидов в ассоциации с антофиллитом (Evans, Frost, 1975). Эти ассоциации соответствуют метаморфизму середины–верхов амфиболитовой фации (Evans, Frost, 1975). Однако из силикатов этих ассоциаций в породах сохранился, возможно, только хлорит, а оливин, ортопироксен и амфиболы были замещены более низкотемпературными тальком и серпентинами, что свидетельствует о ретроградном характере метаморфизма пород в источнике сноса. Типичные для ассоциаций с тальком (y_{Al} ниже 0.06, Evans, Frost, 1975) более низкотемпературные низкоглиноземистые метаморфические хромшпинелиды также присутствуют в двух из трех изученных образцов.

Составы низкоглиноземистых хлоритов в исследованных обломках серпентинитов соответствуют составам низкотемпературных наименее глиноземистых хлоритов, ассоциирующих с антигоритом — более 6.7–6.8 атомов Si в формуле при расчете на 18O (McPhail et al., 1990). При этом снижение содержания глинозема в хлоритах из минеральных ассоциаций ультрамафитов с понижением равновесной температуры (Evans, Frost, 1975; McPhail et al., 1990) позволяет рассматривать высокоглиноземистые хлориты из обломков серпентинитов как сохранившиеся реликты более ранних высокотемпературных метаморфических ассоциаций.

В отношении низкоглиноземистых хлоритов следует отметить, что их идентификация только по составу является не вполне однозначной, поскольку аналогичные составы могут иметь и глиноземистые лизардиты (Nakatani, Nakamura, 2016). Присутствующие в изученных обломках серпентинитов фазы промежуточного состава между серпентином и хлоритом похожи на смешаннослойные упорядоченные или неупорядоченные серпентин-хлоритовые фазы, обнаруживающие непрерывный ряд составов от бедных глинозема лизардитов до богатых глиноземом хлоритов и Al-лизардитов, которые слагают каймы вокруг зерен шпинелидов в ассоциации с метаморфическими хромшпинелидами (Mellini et al., 2005).

Фазы промежуточного состава между низкоглиноземистыми хлоритами и тальком, подобные присутствующим в изученных обломках серпентинитов и хлоритов, могут быть смешаннослойными фазами, формирование которых отмечается при ретроградном замещении амфиболов и пироксенов в ультрамафитах (Veblen, Buseck, 1979; Veblen, 1983; Schreyer et al., 1982).

Применительно к вероятной обстановке метаморфизма пород из обломков следует отметить,

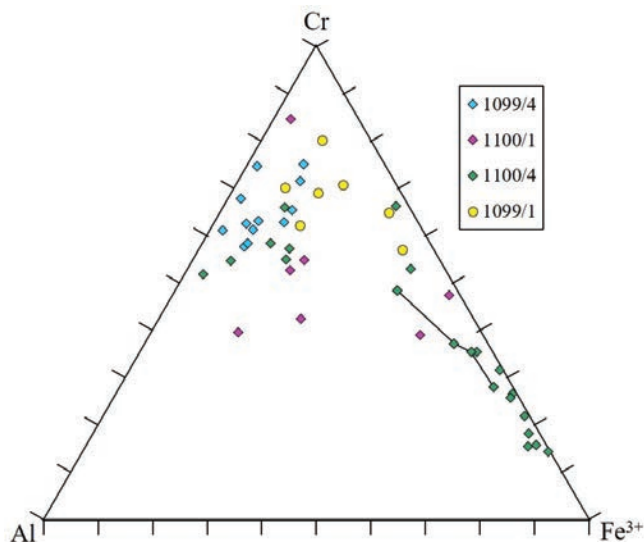


Рис. 14. Составы метаморфических хромшпинелидов. Обр. 1099/1 — ливенитовый песчаник, остальные образцы — серпентинитовые песчаники. Линией соединены составы, измеренные в одном зерне.

что в реститовых перидотитах срединно-океанических хребтов (COX) метаморфические шпинелиды и кальциевые амфиболы, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма, отмечаются довольно часто, но тальк — сравнительно редко (Базылев, 1997; Moll et al., 2007; Rouméjon et al., 2019; Patterson et al., 2021), при этом, наряду с тальком, описывались и фазы промежуточного состава тальк–хлорит (Базылев, 1997; Силантьев и др., 2012). По-видимому, это обусловлено составом реститовых перидотитов, в которых оливин является доминирующим минералом. Кристаллизация в перидотитах талька при изохимичном ретроградном метаморфизме происходит ниже примерно 650°C за счет замещения ортопироксена или антофиллита, но с понижением температуры примерно до 460°C тальк полностью расходуется в реакции с оливином с образованием ассоциации оливин-антигорит или оливин-лизардит (Evans, 2004). Таким образом, формирование ассоциации антигорита или лизардита с тальком в реститовых перидотитах может быть только результатом неизохимичного процесса (с привносом кремнезема или выносом магния). Большинство исследователей допускает привнос кремнезема флюидом, при этом в качестве вероятного источника кремнезема рассматриваются ассоциирующие с ультрамафитами измененные (хлоритизированные) габброиды (Базылев, 1997; Rouméjon et al., 2018). Неизохимичность метаморфической перекристаллизации в изученных обломках серпентинитов и хлоритов проявляется и в отсутствии в них кальциевых силикатов и низких содержаниях кальция, натрия

и калия во всех метаморфических фазах, что свидетельствует о практически полном выносе этих элементов при изменении пород.

Идентификация антигорита и лизардита только по особенностям составов минералов не всегда однозначна, поскольку реальные составы этих минералов частично перекрываются (Rouméjon et al., 2015), что имеет место и в исследованных нами обломках серпентинитов (рис. 7, 8). Тем не менее преобладание в них антигоритов над лизардитами представляется достаточно достоверным. Однако для ультрамафитов, метаморфизованных в океанической обстановке, преобладание антигорита среди серпентиновых минералов нехарактерно — доминирующими серпентиновыми фазами в них являются лизардит и хризотил (O'Hanley, 1996; Mével, 2003; Rouméjon et al., 2015). Хотя антигорит и присутствует в океанических ультрамафитах, его количество обычно не превышает 5% (Rouméjon et al., 2019). В качестве фактора кристаллизации в океанических перидотитах антигорита, как и талька, рассматривается привнос кремнезема в породу флюидом, сопутствующий или предшествующий (оталькование) формированию антигорита (развитие антигорита по оливину или по реакции талька с оливином).

Проблема равновесности или неравновесности ассоциаций антигорита с лизардитом давно и активно дискутируется, как и относительная роль термодинамических и кинетических факторов в кристаллизации этих минералов (Evans, 2004 и ссылки в этой работе). То, что в ряде исследованных обломков серпентинитов антигорит и лизардит слагают разные участки единых прожилков, скорее, свидетельствует об их совместной кристаллизации. При этом более низкая магнезиальность лизардитов по сравнению с антигоритами, по-видимому, обусловлена вхождением трехвалентного железа в структуры этих минералов, которое намного более интенсивно для лизардитов (Evans et al., 2012).

При серпентинизации шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов в океанической обстановке составы серпентинов, псевдоморфно развивающихся по пироксенам (баститы) и развивающихся по оливину, достаточно четко обособляются по содержаниям хрома, алюминия и никеля, которые в серпентинах остаются близкими к таковым в замещаемом минерале (Mével, 2003; Rouméjon et al., 2015). Однако в исследованных обломках серпентинитов составы ни лизардитов, ни антигоритов по содержаниям этих элементов не дискриминируются, образуя единое поле составов с широко варьирующими содержаниями Al, Cr и Ni, а псевдоморфная серпентинизация отмечается лишь в единичных случаях. Возможно, это обусловлено тем, что на стадии серпентинизации в породах замещались преимущественно не первичные минералы ультрамафитов,

а заместившие их ранее метаморфические силикаты (амфиболы, тальк). Псевдопетельчатые структуры некоторых обломков, в которых прожилки сложены серпентином (преимущественно антигоритом), а ядра петель или основная масса — тальком или талько-хлоритом, также позволяют это предполагать.

Таким образом, метаморфизм ультрамафитов из обломков серпентинитовых песчаников был ретроградным, имел неизохимичный характер и происходил, по крайней мере, на последнем этапе при их серпентинизации, вероятно, не в океанической обстановке.

Формирование лиственитов

Отсутствие геологических взаимоотношений лиственитов с вмещающими породами, а также реликтовых силикатов из вероятного протолита в обломках лиственитов не позволяет детально обсуждать их возможное происхождение. В принципе, в изученной ассоциации минералов, слагающих обломки лиственитов (ферродоломит-фуксит-кварц-кальцит-рутил-хромшпинелид-миллерит-полидимит-пирит) нет минералов, которые не описывались бы в составе минеральных ассоциаций лиственитов (Halls, Zhao, 1995; Ferenc et al., 2016; Gahlan et al., 2020), но отсутствие в изученной ассоциации магнетита, часто доминирующего карбоната в лиственитах, нехарактерно, хотя и известно. Необычной является и довольно высокая оцененная по кальцит-доломитовому геотермометру температура (около 500°C), превышающая интервал температур, который считается типичным для образования лиственитов (от 400 до 80°C и ниже (Godard et al., 2021)). Однако присутствие в минеральных ассоциациях некоторых лиственитов антофиллита наряду с тальком, тремолитом и хлоритом (Boskabadi et al., 2016) позволяет предполагать возможность их формирования и при более высокой температуре, соответствующей средней амфиболитовой фации (Evans, Frost, 1975).

В отличие от частично перекристаллизованных хромшпинелидов из обломков серпентинитов, в аналогичных хромшпинелидах из обломков лиственитов содержание марганца практически не увеличивается (до 0.38 мас. % MnO), что может отражать их частичную равновесность с карбонатами (Gahlan et al., 2020). Именно эта генерация шпинелидов (*Sp12a*), по-видимому, наиболее характерна для изученных минеральных ассоциаций лиственитов.

Формирование лиственитов, при всем разнообразии вероятных протолитов и обстановок (Godard et al., 2021), связывается с воздействием на породы преимущественно ультраосновного состава CO₂- и K-содержащих флюидов (Halls, Zhao, 1995). Эти флюиды могут иметь ювенильное, метеорное

или метаморфическое происхождение (Godard et al., 2021). Однако для океанического метаморфизма типичным является резкое понижение содержания углекислоты во флюиде с повышением температуры, что проявляется в обычном присутствии карбонатов в виде поздних низкотемпературных прожилков, секущих все серпентиновые структуры (Bach et al., 2011), и в отсутствии карбонатов в более высокотемпературной ассоциации с тремолитом и тальком (Базылев, 1997; Rouméjon et al., 2015; Patterson et al., 2021). Эти минералогические закономерности воспроизводятся и при термодинамическом моделировании взаимодействия просачивающейся морской воды с перидотитами в широком интервале температур и отношений вода/порода (Силантьев и др., 2009), при этом минеральных ассоциаций лиственитов ни при каких параметрах не возникает. С этим согласуется и отсутствие лиственитов среди пород, обнаруженных в центрах океанического и задугового спрединга. Таким образом, формирование лиственитов в источнике сноса лиственитового песчаника происходило определенно не в океанической обстановке.

*Офиолитовые массивы хр. Черского
как вероятный источник сноса*

Составы детритовых хромшпинелидов указывают на то, что вмещавшие их мантийные (реститовые) и коровые плутонические ультрамафиты и мафиты входили в состав офиолитовой ассоциации, как это и допускалось ранее (Кропачев и др., 1987; Шпикерман, Мерзляков, 1988). При этом предполагаемая близость источника сноса литокластов позволяет рассматривать в качестве основного поставщика обломочного материала песчаников офиолитокластитовой толщи комплексы офиолитовых массивов хр. Черского. Это согласуется с находками в песчаниках толщи детритовых зерен магматического циркона со средневзвешенным $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом 568 ± 1 млн лет (Сычев и др., 2022), близким к $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасту магматического циркона (581–610 млн лет) из габбро-амфиболитов Калгынского массива (Ганелин и др., 2022).

Ультрамафиты в составе офиолитовых массивов хр. Черского интенсивно изменены (преимущественно серпентинизированы), но изредка в них сохраняются реликты первичных хромшпинелидов и силикатов (оливина, орто- и клинопироксена). Протолитами этих пород были шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты, а также пироксениты и верлиты. Составы первичных реститовых хромшпинелидов были изучены в породах Мунилканского массива (Оксман, 2000); они обнаруживают узкий диапазон вариаций хромистости ($\text{Cr\#Spl}$, 0.58–0.62) и отвечают наиболее высокохромистой части изученных реститовых детритовых

хромшпинелидов. Такую же хромистость (0.58) имеют первичные хромшпинелиды в породах Кабытыгасского массива (Оксман, 2000). В метаультрамафитах массивов описаны серпентины (лизардит и антигорит), брусит, тремолит, хлорит, тальк, карбонаты и магнетит (Оксман, 2000). Среди пород, слагающих зоны меланжа в составе Мунилканского массива, упоминаются листвениты, однако их взаимоотношения с вмещающими породами и минералогия не изучались (Оксман, 2000). Кроме того, листвениты слагают мелкие тела и линзы в карбонат-терригенных гравититах.

Во всех офиолитовых массивах хр. Черского распространены габбро, габбро-амфиболиты и метабазальты, слагающие отдельные тектонические пластины, пространственно сближенные с пластинами ультрамафитов. Эти породы сильно метаморфизованы; из слагающих их минералов изучены только составы метаморфических кальциевых амфиболов (Оксман, 2000).

Преобладающая часть серпентинитов и хлоритов в изученных песчаниках вполне сопоставима с породами офиолитовых массивов хр. Черского, хотя надо отметить отсутствие среди изученных обломков габбро, габбро-амфиболитов и метабазальтов, а также метаультрамафитов с реликтами первичных силикатов, карбонатами и тремолитом. При этом среди обломков присутствуют также хромититы, которые неизвестны в числе пород, слагающих офиолитовые массивы хр. Черского, обнаруженные на современном эрозионном уровне.

В современной структуре офиолитовые массивы представляют собой небольшие по площади выходы пакетов аллохтонных пластин мощностью до 500 м; наиболее крупный Уяндинский (Калгынский) массив имеет максимальную протяженность около 8 км при максимальной ширине около 5.5 км, размеры остальных массивов существенно меньше. Массивы, являвшиеся источниками сноса обломочного материала для формирования толщи офиолитокластитов, скорее всего, были крупнее, но на современном уровне эрозионного среза не сохранились.

Источником обломков доломитовых пород могли служить карбонатные толщи палеозойского возраста (ордовика, силура, девона), широко распространенные в хр. Черского и обнаруживающие повсеместную пространственную приуроченность к известным массивам офиолитов, а также тектонические соотношения с ними (Оксман, 2000). Однако фрагментарность данных о составе этих карбонатных толщ, с одной стороны, и отсутствие возрастных определений для не содержащих фаунистических остатков доломитовых пород из обломков в песчаниках, с другой, не позволяют определенно это утверждать.

На основе изучения минеральных парагенезисов и возрастов габбро-амфиболитов, амфиболитов и метабазальтов было выделено три этапа метаморфического преобразования пород офиолитовых массивов хр. Черского, которые были интерпетированы как этап океанического метаморфизма (419–430 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, амфибол из габбро-амфиболитов, 650–670°C, 1–2 кбар), этап тектонического скупивания в океанической обстановке (~370 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит из метапелитов метаморфической подошвы) и коллизионный этап (~174 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, мусковит, 250–300°C, 1–4 кбар) (Лейер и др., 1993; Oxman et al., 1995). Доломитовые породы не являются членом офиолитовой ассоциации, и их формирование нехарактерно для океанических обстановок. Поэтому тектоническое совмещение пород офиолитов с толщами карбонатных (доломитовых) пород, по всей вероятности, происходило на коллизионном этапе, и если приведенная выше геодинамическая интерпретация геохронологических данных корректна, то возраст отложения пород изученной офиолито-кластитовой толщи должен быть существенно моложе до-раннеордовикского, принятого в настоящее время. Однако это никак не влияет на результаты исследования обломков размывавшихся толщ.

Таким образом, минералогические особенности исследованных песчаников, в совокупности с опубликованными геохронологическими данными, позволяют предполагать, что источником сноса для них являлись дезинтегрированные фрагменты офиолитов, тектонически совмещенные с толщами карбонатных пород, аналогичные офиолитовым массивам хр. Черского.

Геодинамические обстановки формирования ультрамафитов и мафитов в источнике сноса

Первичные реститовые детритовые хромшпинелиды обнаруживают широкой диапазон вариации хромистости (0.29–0.66), который существенно расширяет известный интервал хромистости первичных хромшпинелидов мантийных перидотитов из офиолитов хр. Черского (Оксман, 2000) (рис. 6а). Этот диапазон составов соответствует значительным вариациям степени частичного плавления мантийного источника от 12 до 20% (Hellebrand et al., 2001). При этом максимальная хромистость хромшпинели (и, соответственно, степень частичного плавления) значительно превышает типичную для мантийных перидотитов нормальных сегментов COX ($\text{Cr}\#Spl < 0.55$ (Dick, Bullen, 1984); или < 0.6 (Warren, 2016)). Такая повышенная хромистость шпинелидов характерна как для реститовых перидотитов, сформированных в надсубдукционных обстановках (Dick, Bullen, 1984), так и для шпинелевых гарцбургитов из аномальных сегментов COX, в частности, аномального

сегмента в зоне разлома 15°20'с.ш. Срединно-Атлантического хребта (до 0.62–0.68, Пушаровский и др., 1988; Соболев и др., 1992; Базылев, 2000; Urann et al., 2020).

Однако присутствие среди обломков песчаников зерен хромшпинелей из хромититов (рис. 6), хоть и немногочисленных, все же позволяет отдать предпочтение надсубдукционной обстановке формирования вмещавших их ультрамафитов. Основанием для этого служит закономерная и повсеместная приуроченность хромититов к надсубдукционным шпинелевым перидотитам (Robinson et al., 1997; Rollinson, Adetunji, 2013). Действительно, крайне немногочисленные находки хромититов в пределах COX (Arai, Matsukage, 1996; Morishita et al., 2007; Abe, 2011) фактически представляют собой небольшие сегрегации, не превышающие 1–2 см, и состав хромшпинелидов из них не отличается от состава хромшпинелидов реститовых перидотитов COX ни по хромистости, ни по магнезиальности. Интервал хромистости зерен хромититовых шпинелидов в изученных песчаниках (0.46–0.64) позволяет отнести их к высокоглиноземистому типу подиформных хромититов, формирование которых связывается с начальными этапами кристаллизации толеитовых базальтовых магм в обстановке задугового спрединга (Robinson et al., 1997) или в преддуговой обстановке (Xiong et al., 2017).

Для преддуговых реститовых перидотитов характерны повышенные степени частичного плавления, что проявляется в обычном присутствии высокохромистых шпинелидов с $\text{Cr}\#Spl$ выше 0.7 (Ishii et al., 1992) и отсутствии низкохромистых шпинелидов с $\text{Cr}\#Spl$ ниже 0.34 (Arai, 1994), что не соответствует интервалу хромистости первичных реститовых шпинелидов в изученных песчаниках. Напротив, в реститовых перидотитах из задуговых центров спрединга высокохромистые шпинелиды не встречены, но описаны низкохромистые шпинелиды с $\text{Cr}\#Spl$ 0.19–0.39 (Савельева, 1987; Ohara et al., 2002). Это позволяет считать наиболее вероятным формирование офиолитов хр. Черского в обстановке задугового спрединга. Составы кумулятивных хромшпинелидов с повышенным содержанием титана (> 0.5 мас. % TiO_2) и с $\text{Cr}\#Spl$ 0.414–0.597 по составу соответствуют хромшпинелидам из кумулатов толеитовых расплавов типа MORB и BABB (Arai, 1992), что не противоречит этому выводу.

Для габбро, габбро-амфиболитов и базальтов из офиолитовых массивов хр. Черского на основании их геохимии также предполагалась кристаллизация из толеитовых расплавов, при этом в качестве вероятных обстановок магматизма рассматривались как обстановки океанического или задугового спрединга, так и океаническая внутриплитная (Оксман, 2000; Карякин и др., 2002).

Однако составы изученных детритовых хромшпинелидов из песчаников более определенно указывают на формирование пород в их источнике сноса в обстановке задугового спрединга и позволяют считать маловероятными другие предполагавшиеся ранее обстановки.

Полученные данные по офиолитокластитам хр. Черского, в совокупности с неопротерозойскими оценками возрастов детритовых цирконов из них (Сычев и др., 2022) и магматического циркона из габбро-амфиболита Уяндинского (Калгынского) массива (Ганелин и др., 2022), а также данными по геохимии метамфитов из офиолитовых массивов (Оксман, 2000; Карякин и др., 2002) свидетельствуют о присутствии в коллизионном поясе хр. Черского фрагментов литосферы неопротерозойского задугового бассейна.

ВЫВОДЫ

1. Изученные породы офиолитокластитовой толщи представлены серпентинитовыми и листовитовыми песчаниками. Состав обломков пород и детритовых минералов в изученных песчаниках позволяет предполагать, что в источнике сноса обломочного материала присутствовали серпентиниты, хлорититы, листовиты и доломитовые породы, при этом источники сноса литокластов находились вблизи места накопления офиолитокластитовой толщи, а область сноса детритовых хромшпинелидов была более обширной. Размыву пород в источнике сноса предшествовали процессы метаморфической перекристаллизации ультрамафитов и мафитов, формирование листовитов, тектоническая дезинтеграция офиолитов и тектоническое совмещение пород офиолитовой ассоциации с толщами доломитовых пород.

2. Метаморфизм ультрамафитов из обломков песчаников был ретроградным, имел неизомичный характер и происходил, по крайней мере, на последнем этапе при их серпентинизации, не в океанической обстановке, как и формирование листовитов.

3. Состав обломков серпентинитов, хлорититов, детритовых минералов исследованных песчаников и опубликованные данные по породам офиолитовых массивов хр. Черского позволяют предполагать, что источником сноса для обломочной толщи являлись дезинтегрированные фрагменты офиолитов пояса хр. Черского.

4. Проведенное исследование свидетельствует о формировании протолитов пород офиолитов хр. Черского в обстановке задугового спрединга. В совокупности с опубликованными неопротерозойскими возрастными оценками это является аргументом в пользу присутствия в коллизионном

поясе хр. Черского фрагментов литосферы задугового бассейна неопротерозойского возраста.

Благодарности. Авторы выражают признательность С.Д. Соколову (ГИН РАН), ставшему инициатором настоящего исследования, Н.В. Горьковой и А.А. Киселеву (ГИН РАН) за помощь при проведении электронно-микроскопических исследований. Авторы благодарны С.А. Силантьеву и А.А. Пейве за ценные замечания и рекомендации, позволившие устранить отдельные недостатки и неточности в статье.

Источники финансирования. Изученные образцы были отобраны в ходе полевых работ в рамках темы ФГБУ ВСЕГЕИ. Исследование, направленное на реконструкцию геодинамической обстановки формирования офиолитов в источнике сноса, выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект 20-17-00197-П). Сотрудники ГИН РАН (Г.В. Леднева, С.Н. Сычев) обеспечены бюджетным финансированием по теме госзадания ГИН РАН. Изучение метаморфизма (вклад Б.А. Базылева) проводилось за счет средств госбюджета на исследования по теме госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Базылев Б.А. Аллохимический метаморфизм мантийных перидотитов из зоны разлома Хэйс, Северная Атлантика // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 362–379.
- Базылев Б.А. Развитие аваруитсодержащей минеральной ассоциации в перидотитах из зоны разлома 15°20' (Атлантический океан) как одно из проявлений океанического метаморфизма // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3/4. С. 279–293.
- Базылев Б.А., Портнягин М.В., Савельев Д.П. и др. Признаки формирования плутонических пород офиолитов Камчатского мыса (Восточная Камчатка, Россия) в обстановках океанического и надсубдукционного магматизма // Петрология. 2023. Т. 31. № 3. С. 1–21.
- Ганелин А.В., Соколов С.Д., Шпикерман В.И. и др. Новые данные о возрасте Калгынского офиолитового массива коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии): результаты U-Th-Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 20–25.
- Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селенянского кряжа (Северо-Восток России): структура и минералогическо-петрохимический состав // Бюлл. МОИП. 2002. Т. 77. Вып. 6. С. 24–33.
- Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
- Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
- Маланин Ю.А., Громов Г.С., Шпикерман В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия

Верхояно-Колымская. Лист Q-55 — р. Мома. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ “ВСЕГЕИ”, ГУП “Сахагеоинформ”. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. 615 с.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Чуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. С. 199–255.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.

Рогов А.В., Сычев С.Н. Первые данные структурно-кинематического анализа пород Рассохинской зоны и ее обрамления (Омулевское поднятие, Восточная Якутия) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 1. С. 65–80.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН. Вып. 404. 1987. 246 с.

Силантьев С.А., Мироненко М.В., Новоселов А.А. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленоспрединговых хребтов. Моделирование фазовых превращений и баланса вещества: нисходящая ветвь // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 154–174.

Силантьев С.А., Новоселов А.А., Краснова Е.А. и др. Окварцевание перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 25–44.

Соболев А.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П. и др. О структуре и происхождении геохимической аномалии в базальтах 2-го слоя между 12° и 18° с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Докл. АН. 1992. Т. 326. С. 541–546.

Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Рогов А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200000. Серия Яно-Индибирская. Листы Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булгут). Под ред. С.Д. Соколова. Изд. 2-е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2021.

Сычев С.Н., Худoley А.К., Лебедева О.Ю. и др. Тектоническая эволюция и источники сноса нижнепалеозойских терригенных пород Омулевского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2022. № 5. С. 3–26.

Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омулевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 5–27.

Abe N. Petrology of podiform chromitite from the ocean floor at the 15°20' N FZ in the MAR, site 1217, ODP leg 209 // J. Mineral. Petrol. Sci. 2011. V. 106. P. 97–102.

Anovitz L.M., Essene E.J. Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3\text{--FeCO}_3$ // J. Petrol. 1987. V. 28. P. 389–415.

Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Mag. 1992. V. 56. P. 173–184.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chem. Geol. 1994. V. 113. P. 191–204.

Arai S., Matsukage K. Petrology of the gabbro–troctolite–peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: implications for mantle–melt interaction within the oceanic lithosphere // Proc. ODP: Sci. Res. 147. Eds. C. Mevel, K. Gillis, J.F. Allan, P.S. Meyers et al. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996. P. 135–155.

Arai S., Okada Y. Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentine belts // Tectonophysics. 1991. V. 195. P. 65–81.

Arai S., Kadoshima K., Morishita T. Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels // J. Geol. Soc. 2006. V. 163. P. 869–879.

Bach W., Rosner M., Jöns N. et al. Carbonate veins trace seawater circulation during exhumation and uplift of mantle rock: Results from ODP Leg 209 // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 311. P. 242–252.

Barnes S.J. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 387–409.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. P. 42. P. 2279–2302.

Baxter A.T., Aitchison J.C., Ali J.R. et al. Detrital chrome spinel evidence for a Neotethyan intra-oceanic island arc collision with India in the Paleocene // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 128. P. 90–104.

Bhatta K., Ghost B. Chromian spinel-rich black sands from eastern shoreline of Andaman Island, India: Implication for source characteristics // J. Earth Syst. Sci. 2014. V. 123. № 6. P. 1387–1397.

Boskabadi B.A., Pitcairn I.K., Broman C. et al. Carbonate alteration of ophiolitic rocks in the Arabian–Nubian Shield of Egypt: sources and compositions of the carbonating fluid and implications for the formation of Au deposits // Int. Geol. Rev. 2016. V. 59. № 4. P. 391–419.

Dick H.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. Is. 1. P. 54–76.

Evans B.W. The serpentinite multisystem revisited: Chrysotile is metastable // Int. Geol. Rev. 2004. V. 46. № 6. P. 479–506.

Evans B.W., Frost B.R. Chrome-spinel in progressive metamorphism — a preliminary analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 959–972.

Evans B.W., Dyar M.D., Kuehner S.M. Implications of ferrous and ferric iron in antigorite // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 184–196.

- Ferenc Š., Uher P., Spišiak J., Šimonová V.* Chromium- and nickel-rich micas and associated minerals in listvenite from the Muránska Zdychava, Slovakia: products of hydrothermal metasomatic transformation of ultrabasic rock // *J. Geosci.* 2016. V. 61. P. 239–254.
- Gahlan H.A., Azer M.K., Asimow P.D., Al-Kahtany K.M.* Petrogenesis of gold-bearing listvenites from the carbonatized mantle section of the Neoproterozoic Ess ophiolite, Western Arabian Shield, Saudi Arabia // *Lithos.* 2020. V. 12. 105679.
- Godard M., Carter E.J., Decrausaz T. et al.* Geochemical profiles across the listvenite-metamorphic transition in the basal megathrust of the Semail ophiolite: Results from drilling at OmanDP Hole BT1B // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2021. V. 126. Is. 12. Article e2021JB022733.
- Halls C., Zhao R.* Listvenite and related rocks: Perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland // *Mineral. Deposita.* 1995. V. 30. № 3–4. P. 303–313.
- Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.* Coupled major and trace elements as indicators of the extend of melting in mid-ocean ridge peridotites // *Nature.* 2001. V. 410. P. 677–681.
- Hisada K., Arai S.* Detrital chrome spinels in the Cretaceous Sanchu sandstone, central Japan: indicator of serpentinite protrusion into a fore-arc region // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1993. V. 105. P. 95–109.
- Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R.* Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg. 125 // *Proc. ODP: Sci. Res. Eds. P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1992. V. 125. P. 445–485.*
- LeMée L., Girardeau J., Monnier C.* Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge // *Nature.* 2004. V. 432. P. 167–172.
- Lockwood J.P.* Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1971. V. 82. P. 919–936.
- McPhail D.C., Berman R.G., Greenwood H.J.* Experimental and theoretical constraints on aluminum substitution in magnesian chlorite, and a thermodynamic model for H₂O in magnesian cordierite // *Can. Mineral.* 1990. V. 28. P. 859–874.
- Mellini M., Trommsdorff V., Compagnoni R.* Antigorite poly-somatism: Behaviour during progressive metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 97. P. 147–155.
- Mellini M., Rumori C., Viti C.* Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: Formation of “ferritchromit” rims and chlorite aureoles // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. P. 266–275.
- Mével C.* Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges // *C.R. Geosci.* 2003. V. 335. P. 825–852.
- Moll M., Paulick H., Suhr G., Bach W.* Data report: Microprobe analyses of primary phases (olivine, pyroxene, and spinel) and alteration products (serpentine, iowaite, talc, magnetite, and sulfides) in Holes 1268A, 1272A, and 1274A // *Proc. ODP, Sci. Res. Eds. P.B. Kelemen, E. Kikawa, D.J. Miller. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2007. V. 209. P. 1–13.*
- Morishita T., Maeda J., Miyashita S. et al.* Petrology of local concentration of chromian spinel in dunite from the low-spreading Southwest Indian Ridge // *Eur. J. Mineral.* 2007. V. 19. P. 871–882.
- Nakatani T., Nakamura M.* Experimental constraints on the serpentinization rate of fore-arc peridotites: Implications for the upwelling condition of the slab-derived fluid // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. P. 3393–3419.
- O’Hanley D.S.* Serpentinites: Record of tectonic and petrologic history. NY and Oxford: Oxford University Press, 1996. 277 p.
- Ohara Y., Stern R., Ishii T. et al. T.* Peridotites from the Mariana trough: first look at the mantle beneath an active back-arc basin // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 1–18.
- Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V. et al.* The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia // *J. Geol.* 1995. V. 103. P. 539–556.
- Page P., Barnes S.J.* Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford mines ophiolite, Quebec, Canada // *Econ. Geol.* 2009. V. 104. P. 997–1018.
- Patterson S.N., Lynn K.J., Prigent C., Warren J.M.* High temperature hydrothermal alteration and amphibole formation in Gakkel Ridge abyssal peridotites // *Lithos.* 2021. V. 392. P. 434–438.
- Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al.* Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 36–53.
- Pirnia T., Saccani E., Arai S.* Spinel and plagioclase peridotites of the Nain ophiolite (Central Iran): Evidence for the incipient stage of oceanic basin formation // *Lithos.* 2018. V. 310–311. P. 1–19.
- Pober E., Faupl P.* The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps // *Geol. Rundsch.* 1988. V. 77. P. 641–670.
- Robinson P.T., Zhou, M.F., Malpas J., Bai W.J.* Podiform chromitites: Their composition, origin and environment of formation // *Episodes.* 1997. V. 20. № 4. 247–252.
- Rollinson H., Adetunji J.* Mantle podiform chromitites do not form beneath mid-ocean ridges: A case study from the Moho transition zone of the Oman ophiolite // *Lithos.* 2013. V. 177. P. 314–327.
- Rollinson H., Adetunji J.* The geochemistry and oxidation state of podiform chromitites from the mantle section of the Oman ophiolite: a review // *Gondwana Res.* 2015. V. 27. P. 543–554.
- Rouméjon S., Cannat M., Agrinier P. et al.* Serpentinization and fluid pathways in tectonically exhumed peridotites from the Southwest Indian Ridge (62°–65°E) // *J. Petrol.* 2015. V. 56. № 4. P. 703–734.
- Rouméjon S., Früh-Green G.L., Orcutt B.N., the IODP Expedition 357 Science Party.* Alteration heterogeneities in peridotites exhumed on the southern wall of the Atlantis Massif (IODP Expedition 357) // *J. Petrol.* 2018. V. 59. P. 1329–1358.
- Rouméjon S., Andreani M., Früh-Green G.L.* Antigorite crystallization during oceanic retrograde serpentinization of abyssal peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019. V. 174. Article 60.
- Schreyer W., Medenbach O., Abraham K. et al.* Kulkeite, a new metamorphic mineral: Ordered 1:1 chlorite/talc mixed-layer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 80. P. 103–109.

Staddon L.G., Parkinson I.J., Cavosie A.J. *et al.* Detrital chromite from Jack Hills, Western Australia: Signatures of metamorphism and constraints on provenance // *J. Petrol.* 2021. V. 62. № 12. P. 1–30.

Urann B.M., Dick H.J.B., Parnell-Turner R., Casey J.F. Recycled arc mantle recovered from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature Communications.* 2020. V. 11. Article 3887.

Veblen D.R. Microstructures and mixed layering in intergrown wonesite, chlorite, talc, biotite and kaolinite // *Amer. Mineral.* 1983. V. 68. P. 566–580.

Veblen D.R., Buseck P.R. Serpentine minerals: Intergrowths and new combination structures // *Science.* 1979. V. 206. № 4425. P. 1398–1400.

Wakabayashi J. Clastic sedimentary rocks and sedimentary mélanges: Potential naturally occurring asbestos occurrences

(amphibole and serpentine) // *Environ. Eng. Geosci.* 2020. V. XXVI. № 1. P. 15–19.

Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. P. 291–320.

Warren J.M. Global variations in abyssal peridotite compositions // *Lithos.* 2016. V. 248. P. 193–219.

Xiong Q., Henry H., Griffin W.L. *et al.* High- and low-Cr chromitite and dunite in a Tibetan ophiolite: evolution from mature subduction system to incipient forearc in the Neo-Tethyan Ocean // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017. V. 172. Article 45.

Zimmerle W. The geotectonic significance of detrital brown spinel in sediments // *Mitt. Geol. Palaeont. Inst. Univ. Hamburg.* 1984. V. 56. P. 337–360.

Metamorphosed Ultramafic and Mafic Lithoclasts and Detrital Minerals from Sandstones of Clastic Ophiolitic Deposits of the Rassokha Terrane: a Setting of Formation of the Chersky Range Ophiolites

G. V. Ledneva¹, B. A. Bazylev², S. N. Sychev^{1, 3, 4}, A. V. Rogov⁵

¹*Geological Institute, RAS, Moscow, Russia*

²*V.I. Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, RAS, Moscow, Russia*

³*St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia*

⁴*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

⁵*Gold Mining LLC, Yakutsk, Russia*

Ophiolite-derived clastic rocks of the Rassokha terrane in the Chersky Range of the Verkhoyansk–Kolyma folded area were studied to obtain representative characteristics of the eroded source metamorphosed ultramafic and mafic rocks, to gain an insight into the possible geodynamic setting in which the protoliths of these rocks were formed, and to identify the possible source of the eroded material. The composition of lithoclasts and detrital minerals of the serpentinite and listwanite sandstones suggests that their source was composed of serpentinite, chloritite, listwanite, and dolomite rocks and that this source was proximal. Prior to the source erosion, the ultramafic and mafic rocks were metamorphosed and recrystallized, listwanite was formed, and the ultramafic rocks were tectonically disintegrated and combined with units of carbonate rocks (dolomite). Ultramafic rocks from lithoclasts experienced allochemical metamorphic retrogression during at least the latest stage of their serpentinization in a nonoceanic setting, where also the listwanite was formed. The Late Neoproterozoic ophiolites of the collisional belt of the Chersky Range were the most probable source for the protoliths of the clastic material. The protoliths of the ophiolite rock were probably formed in a backarc setting. Considered together with the published ages, our data indicate that relics of suprasubduction oceanic lithosphere of the Neoproterozoic basin occurred in the Chersky Range.

Keywords: ophiolite, Cr-spinel, serpentine, chlorite, talc, listwanite (listvenite), the Rassokha terrane, the Verkhoyansk-Kolyma folded area