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^{*a*,*}, Н.М. Лебедева^{*a*}, А.А. Возняк^{*a*}, Л.В. Сазонова^{*b*}, И.А. Кондрашов^{*a*}, Ю.О. Ларионова^{*a*}, Е.В. Ковальчук^{*a*}

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

^bМосковский 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, $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{T} = 0.7043 - 0.7066$, и неодима, ε_{Nd} от -9.6 до -11.2. Модельные расчеты показывают, что фракционная кристаллизация может привести исходный расплав феррогаббро в область несмесимости. В феррогаббро и ферромонцогаббро силла установлены микроструктуры ильменит-магнетит-силикатных сростков; подобные микроструктуры в расслоенных интрузивах рассматриваются как свидетельство несмесимости 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°С; 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 SiO₂ 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 AMCG-типа.

Ключевые слова: гранофир, феррогаббро, кварцевые монцониты, силл, массивы AMCG-типа, расслоенные интрузивы, несмесимость, 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 AMCG-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 фугитивности кислорода (ниже буфера QFM) (Bonin, 2007; Foden et al., 2015).

В большинстве массивов АМСС-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 АМСС-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-Аl 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 несмесимости 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 UBS γ) 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 SiO₂ 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 – SiO₂, вплоть до ультракислых составов, т.е. формально по Боуэновскому тренду (Bowen-like trend, Lesher 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, Vantongeren 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 несмесимости 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, VanTongeren, Mathez, 2012), расплавных включений в минералах (например, Jakobsen et al., 2005), также и из результатов экспериментальных работ, в которых воспроизводится Fe-Si расплавная несмесимость (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, феррогабромонцонитами и пр.), и гранофировыми жилами. Этот силл пространственно ассоциирует с крупным Салминским массивом AMCG-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 AMCG-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 АМСС-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 AMCG-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

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 3 2024

массивы, базитовые дайковые рои и Валаамский силл на периферии свекофенской области (рис. 1a) (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 андезибазальтов, 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 бадделеиту: 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. 16). 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 кратона 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 кратона и свекофенской орогенной области. 1, 2: *вулканическая ассоциация Ладожского грабена*: 1 – Валаамский силл, феррогаббро, кварцевые ферромонцогаббро, монцодиориты, кварцевые монцониты, графические лейкограниты (μ MP₁v); 2 – ферробазальты, салминская свита (β MP₁sl); 3 – алевролиты, песчаники, приозерская и салминская свиты, (MP₁pr+sl); 4 – Салминский массив АМСС-типа ($\rho\gamma$ MP₁). 5–11: Свекофенская орогенная область: 5 – Элисенваарско-вуоксинский монцогаббро-монцонит-сиенит-гранитовый комплекс ($\mu\nu-\gamma\mu$ PR₃ev); 6 – диорит-базитовый комплекс ($\nu\beta$ PR₁); 7 – куркиекский норит-эндербитовый (ν PR₁k) и 8 – диорит-тоналитовые импиниемский и яккимский (($\delta-\rho\gamma$ PR₁im δ PR₁)) комплексы; 9 – граниты нерасчлененные (γ PR₃); 10 – ладожская серия, биотитовые гнейсы, кварц-слюдяные сланцы и другие метаморфиты (PR₁Id); 11 – исоярвинская метаморфическая толща, метатуффиты (PR₁). 12 – синскладчатые нерасчлененные плутонические комплексы, мигматиты, граниты (mαγAR₃); 13 – мигматит-плагиогранитные комплексы Карельского кратона ($m\rho\gamma$ AR₂₋₃); 14 – разломы: а – достоверные, 6 – 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 — феррогаббо; 17 — кварцевые монцониты, 18 — амфиболовые кварцевые монцониты; 19 — жилы: а — кварцевых монцонитов, б — графических лейкогранитов; 20 — контуры разновидностей 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). (a) феррогаббро, на зерна железистого оливина нарастает ортопироксен, хорошо видны симплектитоподобные срастания 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 срастаниями 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 срастания 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 срастаниями (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 срастания 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); (3) зона контакта между графическим лейкогранитом и кварцевым феррогаббро. На контакте между феррогаббро, сложенным срастаниями 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 Лункулансаари 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. 2a, 2б), так и очень пологое, субгоризонтальное залегание (рис. 2г). По данным (Свириденко, Светов, 2008), преобладающее простирание гранофировых жил в C3 и CB 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 жилок 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 разностями, 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, насышенными включениями ильменита и в меньшей мере титаномагнетита, субидиоморфными кристаллами оливина (10%), на которые также может нарастать ортопироксен (рис. 3а), и длиннотаблитчатыми 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 разностях появляются кварц и К-Na 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 иголочки 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-Na полевого шпата (25%), клинопироксена (5–10%), амфибола (10–15%), апатита (5%), срастаний ильменита с магнетитом (5%) и кварца (15%), также встречаются титанит, циркон и бадделеит.

В этих породах более интенсивно проявлен процесс нарастания кайм КПШ на зерна плагиоклаза, а также замещение зерен плагиоклаза К-Na полевым шпатом и гранофировыми срастаниями. Гранофировый агрегат слагает 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 срастаются 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, мелкосреднезернистой порфировидной структурой; структура основной массы — гранофировая, текстура массивная. Порода состоит из калиевого и К-Na 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 зеленовато-желтый. (в), (г) и (е) – CL изображения, кварц люминесцирует в голубых тонах, более светлые области имеют более высокие концентрации Ti, в изолированных зернах хорошо выражена ростовая зональность с темными ядрами и светлыми периферийными зонами; щелочной полевой 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 срастании 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 елиничные зерна апатита, амфибола, ильменита, бадделеита, монацита и титанита. Отдельные участки гранофирового агрегата развиваются согласно морфологии кристаллов КПШ (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, срастания сильно варьируют по размеру, и составу К-Na полевого шпата, есть области срастания чистого КПШ и кварца, есть участки, в которых в гранофировых срастаниях представлены кварц и К-Na полевой шпат (рис. 3е). Также в лейкогранитах есть участки с позднемагматическим агрегатом идиоморфного кварца и калиевого полевого шпата, а также жилки, заполненные КПШ, карбонатом, альбитом и кварцем (рис. 3ж). Следует отметить, что многие зерна циркона также приурочены к выделениям карбоната.

Помимо жил, графические лейкограниты встречены 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 лейкогранита 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 незакономерных включений в полевом 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 вкрест 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, микрозондовых 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. Текстурно-структурное изучение взаимоотношения минералов проводились 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 токе 20 нА и диаметре зонда 3 мкм.

Содержание Ті в кварце измерялось на том же приборе в ИГЕМ РАН. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 300 нА. Время измерения Ті (Ка, РЕТН)

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 Ті 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 (3 σ) 15 ppm.

LA-ICP-MS. Содержание Ті 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 РW-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 (Черноголов-ка) 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 $\pm 42^{\circ}$ С 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 $\pm 30^{\circ}$ С. Температура и фугитивность кислорода для сосуществующих магнетита и ильменита оценивались по по Uvsp-IIm термооксибарометру, ошибки метода составляют $\pm 70^{\circ}$ С 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 (Al^{IV} = 0.87 ± 0.12 арfu и K_A = 0.19 ± 0.01 арfu, N = 22) и вполне идиоморфным габитусом отдельных кристаллов и обрастаний. Ошибки метода: $\pm 22^{\circ}$ С 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 Ті в нем (TitaniQ) мы использовали две модели: НА12 (Huang, Audétat, 2012) и Z20 (Zhang et al., 2020). Модель НА12 была калибрована в интервалах 600-800°С и 1-10 кбар для распределения Ті между кварцем и Ті-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°С и 0.5-4 кбар для распределения Ті между кварцем и алюмосиликатным расплавом. Ошибки мето $a = \pm 25^{\circ}$ С и ± 0.2 кбар соотвественно. Поскольку в кварце графических лейкогранитов присутствует рутил (рис. 4д), при расчетах активность TiO₂ 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 вростки апатита, редко ильменита, имеет железистый состав и содержит 40–42% форстеритовой молекулы, резко обеднен Ni (30–80 мг/г) и обогащен Ca (1000–1600 µг/г) и Mn (6200–6300 µг/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 (Mg# = Mg/(Mg + Fe)×100, моль) клинопироксена варьирует 44–67, для кварцевых монцонитов она составляет 46–55; концентрации титана,

алюминия и марганца в минерале довольно низкие, в мас. %: TiO₂ 0.22–1.1, Al₂O₃ 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. Плагиоклазы распространены в феррогаббро, кварцевых ферромонцогаббро, монцодиоритах, кварцевых монцонитах. В этих породах центральные части зерен представлены плагиоклазами состава андезин-олигоклаз $(An_{0.41-0.28})$, на которые нарастают четкие каймы К-Na полевого шпата (*Or*_{0.23-0.27}) с повышенным содержанием ВаО (1.5 мас. %). В кварцевых монцонитах на эти каймы в свою очередь нарастают каймы K-Na 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 срастаниях с кварцем.

В графических лейкогранитах зерна полевого шпата представлены преимущественно чистым калиевым полевым шпатом с губчатой текстурой и пятнами K-Na 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 K-Na полевых шпатов из монцосиенитов массива Лофотен (Coint et al., 2020) характерно большее обогащение анортитовым 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. %, SiO₂ 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 характеризуются 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. % TiO₂, для магнетита, который срастается 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. % TiO₂), которые могут замещать высокотитанистые или нарастать на них. Ильменит содержит, в мас. %: MnO 0.6-0.8 и MgO 0.7-1.1; доля Fe³⁺ 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 SiO₂ варьирует 46.59– 48.05 мас. % (здесь и далее в тексте в пересчете на безводный состав), концентрация TiO₂ высокая (3.50–3.60 мас. %), так же как и общее Fe₂O₃ 16.90–17.99 мас. %. Магнезиальность пород составляет 34, сумма щелочей (Na₂O+K₂O) 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 $Fe_2Si_2O_6-Mg_2Si_2O_6-CaFeSi_2O_6-CaMgSi_2O_6-CaMgSi_2O_6$. Дополнительно представлены поля составов пироксенов из гранофиров 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 +2 Δ QFM (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 гранофиров массива Скеергаард (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 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 TiO₂, Al₂O₃, 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 АМСG-типа с возрастом 1.49 млрд лет (Grabarchuk, 2023) и экспериментальных данных для кристаллизации базальтов провинции Эмейшянь (Zhang et al., 2023).

Fe₂O₃, MgO (рис. 6а–6в, 7), т.е. они демонстрируют "поздний" отрезок феннеровского тренда.

Схожий тренд наблюдается для пород Салминского массива АМСС-типа (Ларин, 2011; Sharkov, 2010), а также пород массива Пиетково АМСС-типа Мазурского комплекса в Польше (Grabarchuk et al., 2023) с возрастом 1495–1491 млн лет, который близок ко времени образования Валаамского силла (рис. 76).

Кислые породы. Главные компоненты. Жильный кварцевый монцонит (обр. 21С-22, см. Supplementary 4, ESM_4) содержит, в мас. %: 61.79 SiO₂, 1.54 TiO₂, 9.70 общего Fe₂O₃, 7.35 (Na₂O + K₂O), Mg# = 37. По содержаниям главных компонентов соответствует массивным монцонитам (рис. 6, 7а). В графических лейкогранитах содержание SiO₂ повышено 73.66–77.69 мас. %, породы калиевые (K₂O/Na₂O = 3.8–6.1) с низким содержанием CaO (0.19–0.62 мас. %).

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

стые и агпаитовые: по индексу насыщения алюминием A/CNK – молярное отношение $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) = 0.88-1.1$, A/NK – молярное отношение $Al_2O / (Na_2O + K_2O)) = 0.94-1.23$ (рис. 86). Часть пород попадает в область железистых гранитов по Fe индексу (FeO/(FeO + 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: $(La/Lu)_N = 10.1-12.7$ и слабую положительную Еu-аномалию, Eu/Eu* = 1.1-1.2 (рис. 9). Распределение относительно PM (примитивной мантии) в них также схожее: они имеют плоский профиль HREE, отрицательные аномалии Sr, Nb,



Рис. 7. (а) Диаграмма SiO₂ $-(Na_2O + K_2O)$ для пород Валаамского силла и (б) тренд кристаллизации на диаграмме AFM 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 SiO₂ и (Na₂O + K₂O – CaO), границы между щелочными, щелочно-известковыми, известково-щелочными и известковыми гранитоидами по (Frost, Frost 2011); (б) содержанию глинозема A/NK (Al₂O₃/(Na₂O + K₂O)–A/CNK (Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O), в молях; (в) Fe индексу (FeO + 0.9Fe₂O₃)/(FeO + 0.9Fe₂O₃ + 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 Eu/Eu^{*} = 1.1–1.2, в графических лейкогранитах наблюдается отрицательная аномалия Eu/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 Р-аномалия; в графических лейкогранитах появляются положительные аномалии K, Zr и Hf.

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

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

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

Спектры REE графических лейкогранитов умеренно фракционированные $(La/Lu)_N = 5.8 - 12.1$, 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 µг/г) и Hf (до 23 µг/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); значение⁸⁷Rb/⁸⁶Sr очень высокое в графических лейкогранитах (7.89–13.6), высокое в жильных кварцевых монцонитах (1.29) и умеренное в феррогаббро (0.2–0.28); значение¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 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: $\varepsilon_{Nd}(T)$ 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 $\varepsilon_{Nd}(T)$ внутри указанного интервала.

P-T-fO, 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 удлиненных 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°С (см. Supplementary 5, ESM_5). Для дальнейших рассуждений мы приняли $T = 850 - 960^{\circ}$ С, по модели (Borisov, Aranovich, 2019), как наиболее сходную с температурами, полученными по другим минеральным сенсорам, например, по включениям кварца в щелочном полевом 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 КПШ 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°С, 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 полевом шпате (~900°С), оно содержит 360 µг/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 Ті в ядре таких зерен кварца варьирует от 126 до 174 µг/г, в периферических зонах — 174—252 µг/г, в каймах крупных зерен и в мелких зернах установлены концентрации 66—120 µг/г.

Поскольку в лейкогранитах в парагенезисе с кварцем присутствует рутил (рис. 4д), мы можем принять активность TiO₂ равной единице. В таком

$ 1\pm 2\sigma \left \begin{array}{c} \epsilon_{Nd}(T) \\ m_{JH} \ Jet \end{array} \right \\ \end{array} $	± 6 -10.5	± 8 -10.0 2813	± 6 -10.1	± 5 -11.0	± 7 -10.9 2827	± 11 -10.8	± 7 -9.59 2629		± 7 -11.2 2710	$\begin{array}{c c} \pm 7 & -11.2 & 2710 \\ \hline \pm 7 & -10.1 & 2695 \end{array}$
1 ¹⁴³ Sm/ ¹⁴⁴ NG	0.511443	0.511447	0.511451	0.51143 =	0.511365	0.511448 =	0.511372	0 21120	707110.0	0.511368
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ NG	0.128	0.126	0.127	0.129	0.122	0.130	0.116	0.112		0.118
Nd*, MKT/I	74.2	67.0	65.5	65.5	68.4	36.7	46.2	43.9		49.7
Sm*, MKT/T	15.7	13.9	13.7	14.0	13.8	7.9	8.8	8.1		9.7
$(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_{\mathrm{T}}$	0.70433	0.70492	0.70436	0.70431	0.70555	0.70460	0.70448	0.70577		0.70662
$^{87}Sr/^{86}Sr\pm 2\sigma$	0.708202 ± 16	0.710115 ± 13	0.709477 ± 11	0.709949 ± 13	0.715689 ± 13	0.731215 ± 17	0.866778 ± 16	0.925635 ± 49		0.986319 ± 32
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.188	0.252	0.249	0.274	0.493	1.29	7.89	10.7		13.6
Sr, MKT/T	459	499	445	842	368	220	40	37		32
Rb, mkt/f	30	44	38	80	62	66	110	136		152
Название породы	Оливиновое феррогаббро	Кварцевое ферромон- цо-габбро	Кварцевое ферромон- цо-габбро	Кварцевое ферромон- цо-габбро	Кварцевый монцонит	Жильный кварцевый монцонит	Графический лейкогранит	Графический лейкогранит		Графический лейкогранит
Номер образца	21C-19	22Лд-37	22Лд-08	22Лд-14	22Лд-28	21C-22	22Лд-35	21C-13		22Лд-13

274

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

НОСОВА и др.

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

Таблица 2. *Т-Р-f*О₂ условия кристаллизации пород Валаамского силла

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, Audétat, 2012); ⁷(Zhang et al., 2020); ⁸(Putirka, 2008).

случае, согласно TitaniQ термометрии, температура образования кварца по модели HA12 составляла 790–870°С (Huang, Audétat, 2012).

В катодолюминесценции кварц из гранофировых агрегатов обычно демонстрирует однородное свечение в одинаково ориентированных вростках. По данным EPMA, содержание Ті в кварце из гранофира составляет 126–156 µг/г в грубых прорастаниях. По данным LA-ICP-MS, содержание Ті в кварце из гранофира – 127–150 µг/г, что хорошо совпадает с данными EPMA.

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

Кварц из микромиарол и прожилков с карбонатом содержит 113—151 мкг/г Ті (по данным LA-ICP-MS), температура его кристаллизации оценивается в 630—730°С (Huang, Audétat, 2012) или 570—670°С (Zhang et al., 2020).

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

В кварцевых ферромонцогаббро и монцодиоритах ферроэдениты, которые образуют отдельные кристаллы и обрастают праймокристы железистого клинопироксена (Mg# 46–55), кристаллизовались при 680–750°С и 50–70 МПа (Ridolfi, 2021). Широкие магнетитовые каймы, нарастающие на выделения ильменита в этих породах, показывают по Uvsp-IIm термооксибарометру (Sauerzapf et al., 2008) близкие температуры (700–780°С) и несколько варьирующие значения fO_2 от +0.2 до –1.2 Δ QFM. Амфибол из сростков с ильменитом показывает близкие к Fe-Ti оксидному сенсору температуры: 670–775°С (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 AMCG-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 несмесимости 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 (ΔQFM -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, Botcharnikov 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 Δ 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 контамининацией коровым веществом, что приводило к возрастанию aH_2O и fO_2 .

Моделирование показывает, что фракционная кристаллизация приводит к составам с содержанием SiO₂ до 66 мас. %, причем составы с 57–66 мас. % SiO₂ имеют содержания TiO₂ 2.31– 1.13 мас. % и K₂O 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 0.16*Ol* + 0.10*Cpx* + + 0.07 Ilm + 0.46 Pl + 0.02 Kfs + 0.03 Ap 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: 0.05*Ol* + + 0.03Opx + 0.16Cpx + 0.06Ilm + 0.42Pl + 0.02Ap;модель 2: 0.06Ol + 0.04Opx + 0.15Cpx + 0.07Ilm ++ 0.37*Pl* + 0.02*Ap* 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 АМСG-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 сила 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-Ті и низко-Ті 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-Ладожской 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 Ладожского 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 возрастами и U-Pb архейскими возрастами 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 несмесимость высокожелезистого и высококремнистого расплавов

Порядок кристаллизации минералов и *T-P-fO*₂ параметры. Эволюционировавшие высоко-Fе и низко-Ca 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 феннеровского тренда, происходила без существенного повышения содержания SiO₂, но со значительным накоплением Fe в расплаве.

Геохимическая, изотопно-геохимическая, петрографическая и петрохимическая близость пород Валаамского силла, от феррогаббро до кварцевых монцонитов, 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 кумулусного 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 ферроэденита, который формирует либо отдельные кристаллы, либо нарастает на клинопироксен; биотита, который также может нарастать на клинопироксен или развиваться в интерстициальном пространстве; высоко-Ва КПШ, нарастающего на плагиоклаз; и позднего низко-Ті магнетита, который нарастает на высоко-Ті 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: $T = 1100-950^{\circ}$ С и $fO_2 = 10^{-10.5}-10^{-11.5}$ ат., т.е. близко к буферу QFM, а в работе (Свириденко, 1970) условия кристаллизации монцонитов оценены как 900°С и 10^{-8} ат. Как видно, эти оценки в общем сходны с полученными нами для кристаллизации основных и средних расплавов (табл. 2). Для праймокристов клинопироксена получено значение давления 350 МПа, которое может указывать на положение промежуточной камеры в средней коре, но, учитывая большую ошибку Срх-расплавного геобарометра, достоверно можно говорить об этапе кристаллизации на уровне среднейверхней коры. Структурные особенности пород (отсутствие кумулусных структур, реакционные структуры) 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-SiO₂ составы остаточных расплавов, соответствующие гранофирам с 72–77 мас. % SiO₂, типичным для расслоенных интрузивов. В экспериментах (Botcharnikov et al., 2008) наиболее кислые составы имели 58 мас. % SiO₂, в экспериментах (Toplis, Carroll, 1995) и (Lino et al., 2023) остаточные расплавы в сухих условиях имели содержание SiO₂ 65–66 мас. %. В экспериментах (Zhang et al., 2023) было показано, что в ходе фракционной кристаллизации ферробазальтов с составами типичных континентальных толеитов при $fO_2 = QFM$ и 1100-1040°С их остаточные расплавы с содержанием SiO₂ 54-60 мас. % попадают в область несмесимости и распадаются на высоко-SiO₂ и высоко-Fe жидкости. В экспериментах (Lino et al., 2023) было показано, что для толеитовых базальтов несмесимость проявляется в составах с содержанием SiO₂ 55-57 мас. % при 1010°С. Таким образом, эксперименты показывают, что толеитовые расплавы в области составов с 54-60 мас. % SiO₂ при 1010-1100°С склонны к распаду на высокожелезистую и высококремнистую жидкости.

В Валаамском силле кварцевые монцониты, имеющие содержание SiO₂ от 57 до 65 мас. %, отличаются от более основных пород высокой дисперсией содержаний всех породообразующих 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 Feи Si-обогащенные расплавы, неравномерно распределенные среди кристаллической каши ввиду неполного отделения, гравитационного оседания железистого расплава, имеющего большую

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 3 2024

плотность, и просачивания кислого расплава к дренирующим каналам.

В комагматичных Валаамскому силлу ферробазальтах салминской свиты установлена несмесимость высоко-SiO₂ и высоко-Fe расплавов (Nosova et al., 2022). На присутствие в центральных частях потоков ферробазальтов кислого стекла указывалось также в (Франк-Каменецкий, 1998). Содержание SiO₂ 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. % SiO₂ (Lino et al., 2023), и экспериментами (Zhang et al., 2023), в которых кислые стекла имели 65.8-74.2 мас. % SiO₂. Эксперименты (Charlier, Grove, 2012) показали, что, если магма попадает в область несмесимости при 960°С, то кремнекислая жидкость может содержать 73-76 мас. % SiO₂, но при более высоких температурах содержание SiO₂ будет ниже, что определяется формой бинодали.

На рис. 12а мы сравнили модельные и экспериментальные данные для кристаллизации состава HT2 (Zhang et al., 2023) высоко-Ті 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 $fO_2 = QFM$ и содержанием в исходном расплаве H₂O 1.2 мас. % очень близка к этим экспериментальным данным. Все модельные кривые входят в область несмесимости, пересекая поверхность бинодали, определенную при 1040-1050°С (Zhang et al., 2023) или 1020°С (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. 136, 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 праймокристами, 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: (a) – 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, краевая часть выделения сложена магнетитом; (б) – деталь на рис. (a), 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 срастаний ильменита со щелочным полевым шпатом, окруженных магнетитом с идиоморфными контурами, BSE; (д) – грубые червеобразные срастания ильменита с амфиболом, с каймой магнетита, BSE; (е) – ильменит-силикатные срастания (отмечены красной стрелкой) в гранофировом агрегате, BSE.

базальтах: они появляются при расслоении богатого железом силикатного расплава на высоко- SiO_2 и высоко-Fe жидкости (Charlier et al., 2013).

Позиция высоко-Ті 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 нереакционные микроструктуры описаны как "ilmenite-rich intergrowths" в Скаергаардском интрузиве и в расслоенном массиве Синьцзе (Xinjie) в провинции Эмейшянь; они рассматриваются как свидетельство несмесимости расплавов и сосуществования обогащенной Fe и обогащенной Si жидкостей (Holness et al., 2011; Dong et al., 2013). Наиболее явным свидетельством этого феномена служит нахождение симплектито-подобных 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°С и относительно восстановительных условиях.

Мы полагаем, что ильменит-магнетит-силикатные сростки графического облика в полнокристаллических породах Валаамского силла являются аналогом глобулярных микроструктур несмесимости 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°С, тогда как кварц из гранофирового агрегата кристаллизовался в условиях переохлаждения при 616–694°С (табл. 2). Исходя из оценок давления по каймам ферроэденита 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°С 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°С, табл. 2), циркона в гранофирах (863–974°С, табл. 2) и включений кварца в щелочном полевом шпате (903°С), мы можем предполагать солидус расплавов состава кварцевых монцонитов около 930°С. Эта оценка несколько ниже, чем предполагаемый солидус для расплавов массива Скаергаард: 1040–980°С (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°С.

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 несмесимости 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



★ Графические лейкограниты ★ Жильные кварцевые монцониты © Салминский массив, Ларин, 2011

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 Eu²⁺, 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 срастания, 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 вмешающими породами. Мы не видим четкой границы между жилой и феррогаббро, причем гранофировый агрегат в породе переходит в гранофир жилы. что можно трактовать как обшность интерстициальной жилкости во вмешающей 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 праймокристами плагиоклаза и клинопироксена. Подобное взаимодействие жильного и интерстициального расплава с праймокристами 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 (Сатре, 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, представляюшие их разлувы (рис. 3ж. 33). 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, приобретая пальчатую текстуру (так называемый пегматоидный комплекс, Смирнов, 2015). В следующей зоне на индивидах с микрографической структурой нарастает К-полевой шпат, формируя хорошо ограненные головки, направленные к центру гнезда (друзовый 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 срастаний, кристаллизация из кислого расплава кайм амфибола на клинопироксене и кайм калиевого полевого шпата на плагиоклазе; (г) позднемагматический 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 Ті – 681–584°С (табл. 2), что совпадает с верхней частью температурного интервала отделения флюида и формирования миароловых пегматитов – 700–450°С (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 микромиаролы, 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 AMCG-типа на Восточно-Европейском кратоне.

Силл характеризуется неявно выраженной расслоенностью: 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. % SiO₂ при 1010–1100°С 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 \sim 350 МПа и не ниже 960°С, 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°С. После частичной кристаллизации, в ходе которой происходит образование калиевых полевых шпатов, нарастающих на плагиоклазы, амфиболов и биотитов, нарастаюших 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 жилкостной несмесимости.

Наиболее вероятно, судя по структурным соотношениям гранофира и вмещающих пород, а также наличию микромиарол 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°С. 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 праймокристами 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 срастаниями, что наиболее вероятно в присутствии флюида (Сатре, 2021). Кварц-кальцитовый состав прожилков, соединяющих микромиаролы, указывает, что по ним мигрировал силикатно-карбонатный флюид.

Наше исследование показало, что после того, как фракционирование по классическому феннеровскому 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 ликвировавших обогащенного железом расплава и кислого расплава, и такой механизм может реализоваться при становлении мафической части массивов AMCG-типа.

Благодарности. Авторы благодарят М.О. Аносову за помощь в определении содержаний Ті 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-Мg 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.3. 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. T. 281. C. 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? // Precambr. Res. 2015. T. 259. C. 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- δ^{18} O late-stage ferrodiorite magmas in the skaergaard intrusion: result of liquid immiscibility, thermal metamorphism, or meteoric water incorporation into magma? // J. Geol. 2008. T. 116. Nº 6. C. 571–586.

Boehnke P, Watson E.B., Trail D. et al. Zircon saturation re-revisited // Chem. Geol. 2013. T. 351. C. 324–334.

Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. 2007. V. 97. \mathbb{N} 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. egaa045.

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) thermobarometer: 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 ironand 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 // Precambr. 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/

Lesher 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) // Precambr. 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. Lateto post-tectonic setting of some major proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suites // Can. Mineral. 2010. V. 48. \mathbb{N} 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. \mathbb{N} 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. Thermometera 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., Mänttäri 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

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 3 2024

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 carbonaterich 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. \mathbb{N} 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. \mathbb{N} 2. P. 1–22.

Van Achterbergh E., Ryan C., Jackson S., Griffin W. Data reduction software for LA-ICP-MS. LaserAblation 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. Vantongeren 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

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

²Geological 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 $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_T = 0.7043 - 0.7066$, 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 ferromontzogabbro 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