ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА
Journal of Mining Institute
Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья *Геология*

Условия образования Губановской интрузии гранитов рапакиви (Выборгский массив)

А.В.Березин[1], **И.В.Рогова**[2]✉, **С.Г.Скублов**[1,2], **Е.И.Грохотов**[2]
[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия*

Как цитировать эту статью: Березин А.В., Рогова И.В., Скублов С.Г., Грохотов Е.И. Условия образования Губановской интрузии гранитов рапакиви (Выборгский массив) // Записки Горного института. 2026. Т. 279. С. 132-151. EDN CPLCFF

Аннотация
Статья посвящена определению *P-T* условий и механизмов формирования Губановской интрузии (Выборгский массив гранитов рапакиви) на основе комплекса петрографических, геохимических методов и термодинамического моделирования (rhyolite-MELTS, машинное обучение). Микроструктурный анализ резорбции плагиоклаза позволил впервые оценить вертикальный размер промежуточной магматической камеры в 1,5-2 км и скорость осаждения кристаллов (< 0,2 млн лет) как продолжительность раннего этапа кристаллизации пород. Комбинированная термобарометрия (минеральная, ML-алгоритмы, rhyolite-MELTS) определила интервал кристаллизации: T = 840-660 °C, P = 5,5-4,0 кбар при fO_2 ~ FMQ и содержании H_2O в расплаве 6-10 мас.%. Установлено, что породы зоны контакта между фазами образовались в результате частичного плавления вещества фазы 2 (с образованием выплавки с 80-84 мас.% SiO_2) под воздействием расплава фазы 3 и последующего смешения этих компонентов. Полученные результаты уточняют эволюционную модель Выборгского массива и демонстрируют эффективность комплексирования традиционных и модельных методов петрологии.

Ключевые слова
граниты рапакиви; Выборгский массив; Губановская интрузия; термобарометрия; фракционная кристаллизация; rhyolite-MELTS; магматические процессы; флюиды; постколлизионный магматизм

Финансирование
Петрологическое моделирование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН «Совершенствование изотопных методов датирования докембрийских комплексов и разработка новых геохимических подходов использования минералов-геохронометров» (FMUW-2022-0005). Полевые работы и пробоподготовка поддержаны Государственным заданием Санкт-Петербургского горного университета императрицы Екатерины II «Фундаментальные междисциплинарные исследования недр Земли и процессов комплексного освоения георесурсов» (FSRW-2023-0002).

Поступила: 02.07.2025 ***Принята: 24.12.2025*** ***Онлайн: 26.06.2026*** ***Опубликована: 20.07.2026***

Введение

Граниты – одна из самых распространенных пород на Земле, их изучение позволяет раскрыть процессы формирования континентальной коры [1-3]. Понимание механизмов формирования гранитных массивов является очень важным [4]. Одним из методов решения проблем петрогенезиса стало исследование акцессорных минералов [5, 6], а также моделирование минеральных парагенезисов [7, 8]. Происхождение гранитов А-типа долгие годы привлекает внимание ученых по всему миру. Яркими представителями данного типа являются граниты рапакиви [9]. Широковариативная ассоциация с другими породами затрудняет определение их генезиса и геодинамического режима образования [10, 11]. Долгое время считалось, что граниты рапакиви могут использоваться только как строительный [12, 13] и облицовочно-строительный материал [14, 15]. Открытия таких месторождений, как Олимпик-Дам (Cu-U-Au-Ag-REE), Лак-Тио (Fe-Ti-апатит) и др. [9], показали, что ассоциации пород, включающие граниты рапакиви, могут быть связаны с широким кругом полезных ископаемых.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Гипотезы происхождения и особенности гранитов рапакиви

Граниты рапакиви, обладающие своей уникальной структурой с овоидами калиевого полевого шпата, представляют собой важный объект для изучения процессов магматизма и кристаллизации пород. Их формирование связывают с комплексными эффектами температуры, давления и состава расплава, однако многие аспекты генезиса остаются дискуссионными. Рассмотрим две основные гипотезы образования рапакиви.

Магматические гипотезы подразумевают формирование рапакиви на этапе кристаллизации из расплава. Овоиды K-полевого шпата кристаллизуются при температурах 750-950 °C, а плагиоклазовые каймы образуются позже, вследствие изменения состава остаточного расплава или резкого падения температуры [16]. Ключевую роль играет фтор, повышающий мобильность компонентов полевых шпатов и способствующий их перераспределению. Эксперименты подтверждают, что фторсодержащие системы демонстрируют ускоренную диффузию Na и K, что облегчает формирование кайм овоидов [17]. Одним из вариантов генезиса кайм является их образование за счет субсолидусного распада твердого раствора K-полевого шпата при охлаждении ниже солидуса (600-700 °C) с обособлением плагиоклаза, чему способствует фтор, действующий как катализатор диффузии [16]. Некоторые авторы предполагают кристаллизацию из водонасыщенных вязких расплавов, где овоиды формируются в результате тиксотропного поведения коллоидных систем [17].

Альтернативой магматическим гипотезам служат модели, предполагающие реоморфизм осадочных/метаморфических пород под действием высоких давлений и температур, однако эти модели имеют недостаточное подтверждение. В одной из ранних гипотез [18] предполагается, что граниты рапакиви образовались в результате метасоматизма, вызванного притоком щелочных флюидов, которые воздействовали на рифейские осадочные и архейские магматические породы. Похожую точку зрения высказывал и Н.Г.Судовиков [19], включавший в гипотезу несколько стадий. На стадии калишпатизации метаморфических пород K-содержащим флюидом возникали порфиробласты калиевого полевого шпата. На второй стадии происходило частичное плавление пород и резорбция порфиробластов K-полевого шпата. На третьей, заключительной, стадии в условиях декомпрессии гранитные массивы были выведены на верхние уровни коры. Однако дальнейшие исследования количественной оценки степени метасоматоза, основанные на статистической модели марковских цепей [20], показывают, что взаимное расположение зерен в породе не согласуется с моделью, по которой граниты рапакиви образовались в результате метасоматического образования больших объемов вторичного калиевого полевого шпата [19, 21].

Таким образом, различия гипотез образования гранитов рапакиви заключаются в преобладающих процессах (магматических и/или метасоматических), роли флюидов (фтор, вода) и *P-T* условиях формирования. Очевидно, что механизмы образования гранитов рапакиви могут быть объяснены с привлечением нескольких гипотез.

Генеральная последовательность кристаллизации минералов в гранитах рапакиви включает несколько стадий, отражающих эволюцию магматической системы. На ранних стадиях кристаллизации происходит образование крупных овоидов K-полевого шпата, которые становятся центрами кристаллизации. В некоторых случаях отмечается предшествующая кристаллизация плагиоклаза, что связано с локальными вариациями состава расплава [22]. Далее формируются каймы овоидов – плагиоклаз (олигоклаз-андезин) нарастает на овоиды K-полевого шпата. Этот этап может быть связан как с изменением состава расплава (рост отношения Ca/Na), так и с субсолидусным распадом твердого раствора [21]. Кристаллизация минералов основной массы породы (кварц, биотит, амфибол) происходит многофазно, включая резорбцию и перекристаллизацию, что указывает на динамические изменения условий (температура, флюидный режим) [22]. Роль летучих, особенно фтора, проявляется на всех стадиях – он снижает вязкость магмы, ускоряет диффузию и стабилизирует полевые шпаты, способствуя формированию овоидов.

Оценки параметров образования гранитов рапакиви существенно варьируются в зависимости от метода их определения. Так, пиковые значения температур для интрузивных фаз, связанных с внедрением горячих мантийных расплавов [23], достигают 950 °C. Анализ минеральных ассоциаций, экспериментальные данные и моделирование показывают температуры 750-780 °C [24]. Давление при формировании пород оценивается в 2-5 кбар (глубины 7-18 км), что соответствует

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

субизотермальной декомпрессии при подъеме магмы. Модель предполагает, что кристаллизация происходила в условиях снижения давления и сохранения высокой температуры [23]. Отметим, что популярные методы геотермобарометрии, такие как Ti-in-zircon термометер и Al-in-hornblende термобарометр, требуют осторожности в применении – активность TiO_2 в цирконе зависит от давления и требует корректного расчета, а состав роговой обманки может быть переуравновешен или выйти за пределы калибровок и в результате исказить оценки давления [23].

Граниты рапакиви формируются в стабильных тектонических обстановках, часто связанных с коллизионными или постколлизионными этапами. Их частая ассоциация с анортозитами и основными породами указывает на бимодальную природу магматизма, где граниты представляют продукт взаимодействия корового и мантийного (основные породы) компонентов. Широко распространено мнение, что рапакиви представляют продукт частичного плавления материала низов коры в результате термального воздействия мантийных расплавов, и это подтверждено изотопными данными (ε_{Nd} от –1 до –4 для рапакиви Фенноскандии) [25, 26]. Моделирование эволюции Sr-Nd изотопных систем показывает смешение коровых и мантийных компонентов, особенно в массивах, где присутствуют анортозиты [26].

Хотя Выборгский массив рассматривается типичным представителем гранитов рапакиви Фенноскандии, он имеет и некоторые отличия от других массивов: преобладание разновидностей пород с овоидами K-полевого шпата, окруженными каймами олигоклаза [17]; ассоциация с габбро-анортозитами указывает на совместное происхождение из общего магматического источника [26]; высокие концентрации F (до 0,5 %) и характерные редкоземельные спектры для пород, отражающие плавление нижнекоровых гранулитовых источников; коровые изотопные метки, связанные с палеопротерозойской корой Фенноскандии [26].

Проанализировав литературу по теме, можно выделить следующие вопросы общего характера, требующие дополнительного внимания:

- Изучение условий образования пород и устранение неточностей в их существующих оценках из-за ограничений геотермобарометров.
- Оценка роли воды и степени водонасыщенности магм, поскольку одни исследователи связывают миароловые полости с высоким содержанием воды, другие – со фтором [17].
- Механизм формирования овоидов до сих пор остается дискуссионным [27]. Не решен вопрос, что является главной причиной их формирования – субизотермальная декомпрессия или смешение магм. Это подчеркивается изотопными данными, которые не всегда подтверждают вклад мантийного источника [23].
- Неопределенность в геодинамических причинах растяжения литосферы при формировании массивов гранитов рапакиви – мантийные плюмы или коллизионные процессы.

В настоящей работе мы рассмотрим только первый и частично второй вопрос с дополнительным изучением особенностей кристаллизации основной массы породы, динамики кристаллизации и генезиса зоны контакта между магматическими фазами.

Краткая геологическая характеристика

Выборгский массив расположен (рис.1) на юго-восточной части Фенноскандинавского щита (территории Финляндии и России) и является самым крупным из плутонов анортозит-рапакивигранитной формации на территории Восточно-Европейской платформы. Площадь Выборгского массива составляет более 20000 км^2 [28, 29]. Обрамлением Выборгского гранитного массива служат гнейсы и сланцы протерозойского возраста, условия метаморфизма которых близки амфиболитовой фации низких давлений, но также установлены и породы с гранулитовыми парагенезисами [29, 30]. Контактовая часть массива представлена огнейсованными кварцевыми диоритами и гранодиоритами, отмеченными вдоль его северной границы [28].

Ранее Выборгский массив изучался Д.А.Великославинским с коллегами [29], А.М.Беляевым [28], О.Т.Рамо и И.Хаапала [1, 30, 31], обзор исследований приведен в монографии А.М.Ларина [9]. На российской территории в массиве выделяют четыре магматические фазы внедрения [28, 29]:

- Лаппее-граниты фазы 1, представляющие пироксен-роговообманковые граниты с предельно низким содержанием кварца (сиениты). На территории нашей страны найдены единичные выходы фазы 1 [29]. Выходы этих пород в районе Лаппеенранты подробно описаны финскими геологами.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

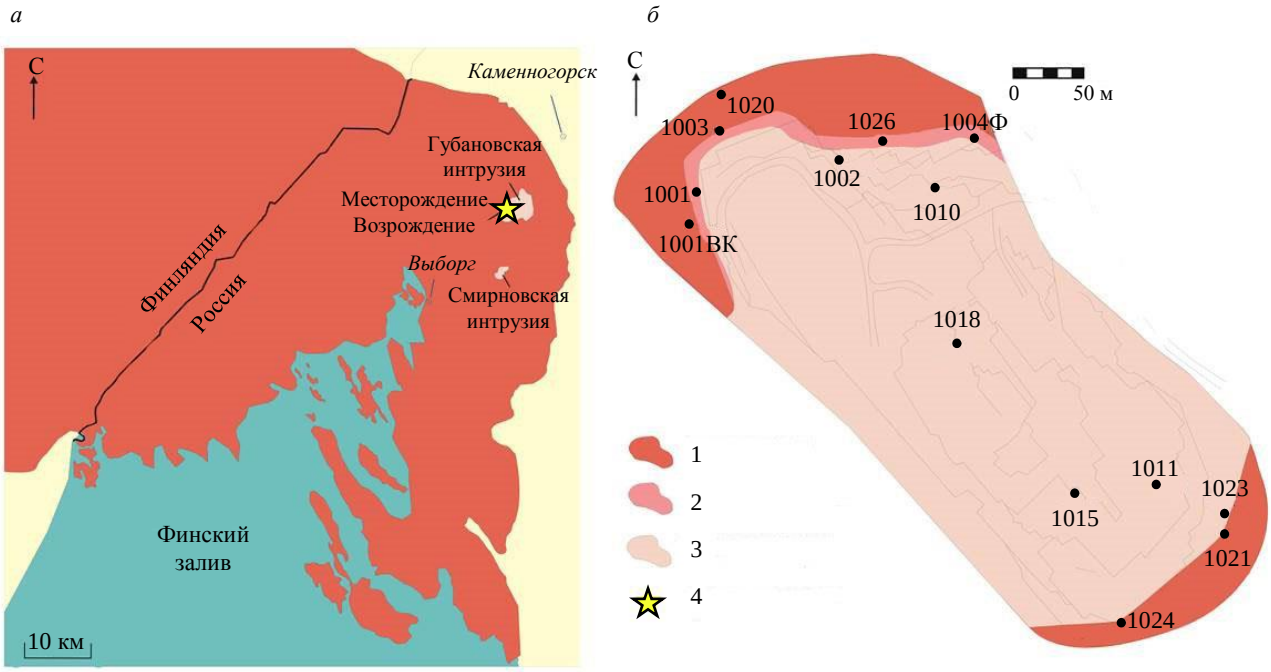


Рис.1. Схемы восточной части Выборгского массива (*а*) и юго-западной части Губановской интрузии, вскрытой карьером № 8 месторождения Возрождение (*б*)

1 – овоидные граниты (граниты фазы 2); 2 – граниты контактовой зоны; 3 – трахитоидные граниты (граниты фазы 3); 4 – карьер месторождения Возрождение

• Граниты фазы 2 являются амфибол-биотитовыми овоидными гранитами и слагают бóльшую часть массива, они известны под названием выборгиты.

• Трахитоидные граниты фазы 3 характерного розово-серого цвета имеют порфировидную структуру и трахитоидную текстуру. Количество овоидов намного меньше, чем в фазе 2, около 10-15 %.

• Биотит-мусковитовые топазсодержащие граниты фазы 4 имеют порфировидную структуру с мелко-среднезернистой основной массой [28]. Финские геологи связывают позднюю стадию кристаллизации топазсодержащих гранитов с Sn-Be-W-Zn-минерализацией грейзенового типа [30]. Жильные образования, такие как аплитовые жилы и пегматиты, внедряются во все перечисленные породы, однако включение их в состав фазы 4 дискуссионно.

В Выборгском массиве, помимо гранитов рапакиви, присутствуют мелкие тела мафических пород (габбро-анортозиты, долериты). Они выявлены в массиве Ахвенисто, также в районе массивов Ахвенисто и Суоменииеми встречаются дайки долеритов, реже – кварцевые порфиры [28]. Мафические включения часто присутствуют в виде ксенолитов в гранитах фаз 2 и 3.

Так как значительная часть Выборгского массива находится на территории Финляндии, классификация пород, количество магматических фаз и их взаимоотношения отличаются по представлениям разных исследователей. На территории России бóльшую часть массива слагают овоидные граниты (фазы 2), также описано два выхода гранитов рапакиви фазы 3 (Губановская и Смирновская интрузии) [29]. Однако более детальные исследования пород проводилось точечно, а сделанные по ним выводы остались дискуссионными [9, 28, 32]. Для изучения взаимоотношения фаз 2 и 3 гранитов рапакиви Выборгского массива выбран карьер месторождения строительного камня Возрождение, расположенного к северо-востоку от Выборга.

На месторождении вскрыты овоидные граниты фазы 2 и трахитоидные граниты фазы 3 (рис.2). Овоидные граниты обнажаются с северной и южной сторон карьера, имеют серо-розовый цвет, обладают овоидной структурой (содержание овоидов ~40-45 %) и массивной текстурой. Трахитоидные граниты представляют собой среднезернистую породу серого цвета с порфировидной структурой и трахитоидной текстурой (содержание овоидов < 10 %). Контактовая

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

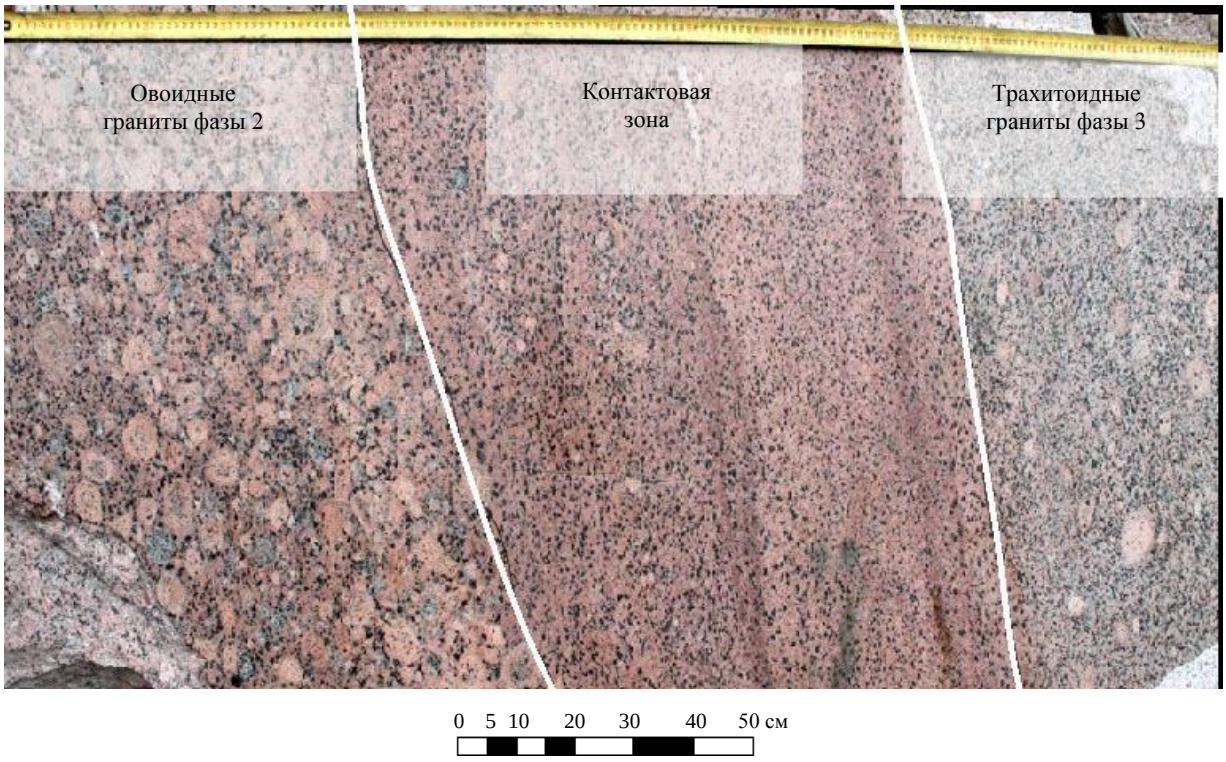


Рис.2. Фотография контактовой зоны между гранитами фазы 2 (овоидные граниты) и фазы 3 (трахитоидные граниты) в блоке породы (неопубликованные материалы использованы с разрешения ГУ ПО «Возрождение»)

зона между овоидными и трахитоидными гранитами в северной части карьера варьируется по мощности от первых сантиметров до нескольких метров (рис.2). Она представлена мелкозернистой кварц-полевошпатовой породой розового цвета с «розетками» биотита, что придает ей пятнистую текстуру. В южной части карьера выходов пород контакта не наблюдалось, ввиду недостаточной обнаженности и относительно небольшой мощности зоны. Детальное описание минерального состава, петрохимических и геохимических характеристик пород было дано нами ранее [33].

Методы

Из пород карьера месторождения Возрождения отобрано 36 штуфных образцов. Минеральный состав и микроструктура пород изучались в прозрачно-полированных шлифах опорной коллекции (11 шт.) на поляризационном микроскопе LEICA DM 750P (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II). Содержание петрогенных элементов в породах (17 проб) анализировалось рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800. Нижний предел обнаружения оксидов главных элементов составляет 0,01-0,05 мас.%. Редкие и редкоземельные элементы (REE) в этих же пробах измерялись на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 (Институт Карпинского, Санкт-Петербург) с предварительным сплавлением с метаборатом лития и растворением сплава в смеси кислот. Для контроля точности анализа использовались геологические стандарты USGS. Относительная погрешность определения более чем 70 элементов не превышает 5-10 %: для REE менее 5 %, для Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf, U и Th менее 10 %. Нижние пределы определения варьируются с точностью 0,01 % для главных и 0,005-0,010 г/т для большинства REE.

Анализ фотоизображений шлифов (расчет относительных долей минералов, вычисление фрактальной размерности *D*) проводился в программном продукте ImageJ [34]. Вязкость расплава оценена двумя расчетными методами – регрессионным [35] и в программном комплексе rhyolite-MELTS [36]. Отметим, что расчеты вязкости расплава проводились без учета содержания фтора (по [29] – до 0,3 мас.%). Согласно литературным данным [35, 36], такие расчеты могли привести

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

к завышению полученных значений логарифма вязкости на 0,1-0,3 ед. Термобарометрия пород выполнена посредством нескольких минеральных термометров и барометров.

Нами был применен метод машинного обучения (неглубокое обучение – ансамблевый алгоритм случайного леса) для калибровки регрессионной модели, предсказывающей *P-T* условия магм на основе валового химического состава породы (расплава) и ассоциирующей с ним минеральной ассоциации [37]. Модель использует обширную базу экспериментальных данных, охватывающую составы от базальта до риолита в диапазоне давлений 0,2-15 кбар и температур 675-1400 °С. В процессе обучения и оптимизации модели для внутреннего тестирования применялся фильтр, удаляющий оценки со стандартным отклонением выше 50-го перцентиля. Это позволило достичь среднеквадратичной ошибки (RMSE) реконструкции давлений в 1,1-1,3 кбар и температур примерно в 20 °С.

Для оценки количества воды в расплаве применялось несколько методов с использованием обработки экспериментальных данных. Первый метод [38] основан только на содержании Na_2O и K_2O; второй [39] – содержании CaO и Al_2O_3 и температуре; третий метод представлен наиболее полной моделью MagmaSat [40]. Эта модель, согласованная с программным комплексом rhyolite-MELTS [41], учитывает содержание всех породообразующих компонентов, а также температуру, давление и долю воды во флюиде (для гранитов активность H_2O принимается равной 1). Фугитивность кислорода при кристаллизации расплавов оценивалась в программном комплексе rhyolite-MELTS [36]. Этот параметр существенно влияет на порядок кристаллизации и стабильность железо- и титансодержащих фаз. Критерием сходимости было соответствие составов модельных минеральных фаз с реально наблюдаемыми в породах (магнетитом и ильменитом).

Моделирование кристаллизации фаз 2 и 3, а также процессов плавления при образовании контактовой зоны проведено в программном комплексе rhyolite-MELTS (версия 1.1.0), позволяющем корректно оценивать состав кислых выплавок из фазы 2. Учитывая такие петрографические аспекты, как зональность плагиоклаза, при моделировании кристаллизации была выбрана модель фракционной кристаллизации, а для моделирования образования контактовой зоны – модель равновесного плавления вещества фазы 2. Оценка состава теоретических выплавок из гранитов фазы 2 проводилась классическими методами – с использованием уравнений масс-баланса и диаграмм вычитания. Уточненные численные оценки сделаны на основе регрессионных моделей [38], построенных на зависимостях химического состава выплавок от температуры и давления (1608 опубликованных экспериментальных результатов), а также рассчитанных в программном комплексе rhyolite-MELTS, версия 1.1.0 [41].

Результаты и их обсуждение

Минеральный состав и текстурные особенности пород. На основании петрографических наблюдений все изученные породы разделены на две группы. Первая группа включает граниты фазы 2, а вторая группа – граниты фазы 3 и контактовой зоны. Минералогический состав обеих групп представлен плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцом, биотитом и амфиболом. Главные критерии выделения двух групп пород заключаются в тенденции к разному составу раннего плагиоклаза и характере его зональности, а также интенсивности проявленности деформационных процессов при кристаллизации.

Первая группа (обр. 1001, 1106, WGR-23). Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (An_{15-35}), калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и реже амфиболом (роговой обманкой). Акцессорные минералы выражены цирконом и реже – титанитом. Зональность плагиоклаза проявлена слабее, чем во второй группе; установлена нормальная зональность. Наружные зоны зерен плагиоклаза более натриевые (An_{15-25}), а внутренние – более кальциевые (An_{30-35}), что может указывать на формирование наружных зон при снижении температуры.

В первой группе амфибол и биотит демонстрируют минимальные признаки деформации, а зональность плагиоклаза менее выражена, что свидетельствует об относительно стабильном режиме кристаллизации. Амфибол и биотит в породах первой группы имеют близкую оптическую ориентировку и сходный характер погасания, что может указывать на их совместную кристаллизацию в магматической системе [42].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Вторая группа (обр. 1010, 1018, 1015, 1026). Породообразующие минералы второй группы представлены плагиоклазом (An_{22-37}), калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и редко – амфиболом; акцессорные минералы – цирконом, алланитом, титанитом и флюоритом. Плагиоклаз демонстрирует нормальную зональность (от An_{37} в ядрах до An_{22} по краям зерен) и признаки резорбции. Широко развиты мирмекитовые структуры на границах плагиоклаза с калиевым полевым шпатом, который содержит пертиты, криптопертиты, идиоморфные включения плагиоклаза, а также присутствуют его блочные кристаллы. Отмечено наличие игл силлиманита в кварце и калиевом шпате. Для пород характерны деформационные микроструктуры – волнистое погасание кварца и плагиоклаза, а также одинаковая оптическая ориентировка амфибола и биотита вдоль зон деформации. Для гранитов контактовой зоны установлено повышенное содержание кварца.

Выявленные особенности свидетельствуют о сложной многостадийной истории кристаллизации и сопутствующих ей деформационных процессах. Нормальная зональность и резорбция плагиоклаза, а также пертитовые структуры в калиевом шпате отражают процессы фракционной кристаллизации и распада твердых растворов при изменяющихся *P-T* условиях. Наличие блочных кристаллов калиевого полевого шпата, вероятно, указывает на их быструю нуклеацию и рост вблизи стенок магматической камеры [43]. Под магматической камерой авторами предполагается промежуточная камера. Присутствие силлиманита маркирует относительно высокотемпературные условия на субсолидусном этапе кристаллизации, а активное развитие мирмекитов отражает относительную флюидонасыщенность магматической системы, особенно на поздних магматических стадиях эволюции пород. Совокупность деформационных признаков (волнистое погасание, ориентировка минералов) подтверждает наличие умеренных тектонических напряжений после основного этапа кристаллизации.

Таким образом, породы второй группы, сохраняя общее сходство с первой группой в минеральном составе, характеризуются более интенсивным проявлением субсолидусных деформационных процессов и вариациями состава минералов, что, вероятно, связано с их относительным положением в окончательном очаге становления (консолидации) пород. Как отмечается в статье [44], текстурные особенности, такие как зональность плагиоклаза и пертитовые структуры, могут быть связаны с изменениями температуры и давления, что согласуется с нашими выводами.

Граниты рапакиви фаз 2 и 3 обладают близким минеральным составом. Их структурные и текстурные особенности подтверждают вывод о сходных условиях кристаллизации магматических расплавов. Это полностью согласуется как с классическими представлениями петрографии, так и с геохимическими данными, указывающими на общность процессов формирования овоидных и трахитоидных разновидностей.

Микроструктурные свидетельства термальной и флюидной эволюции магматической камеры. Петрографическое изучение пород Губановской интрузии выявило две важнейшие микроструктурные особенности, несущие количественную информацию об эволюции расплава: резорбция зонального плагиоклаза, фиксирующая изменение термального режима, и развитие мирмекитов, маркирующих активизацию флюидной фазы на поздних стадиях кристаллизации.

Резорбция плагиоклаза как индикатор вертикальных перемещений в камере. Плагиоклаз в изученных породах (во второй группе) отражает одну из ранних фаз, и часть зерен (не более 5 об.%) обнаруживает признаки резорбции – корродированные края зерен и «заливы», выполненные более кислым плагиоклазом или кварц-полевошпатовой массой (рис.3). Состав ядер достигает An_{35-37}, тогда как внешние зоны и каймы соответствуют An_{22-25}. Важно отметить, что резорбция приурочена преимущественно к ядрам зерен и не затрагивает их внешние зоны, что наряду с сохраняющейся нормальной зональностью характерно для магматической стадии.

Для оценки температурного интервала резорбции (ΔT) мы применили термодинамическое моделирование в программе rhyolite-MELTS. При фиксированном давлении 5 кбар рассчитаны равновесные температуры кристаллизации плагиоклазов с составом ядра и края. Разница температур для разных зон плагиоклаза в резорбированных зернах составляет до 80 °C. Наблюдаемый диапазон ΔT не может быть объяснен простым охлаждением на месте (остальные зерна плагиоклаза не резорбированы, хотя имеют похожий состав). Мы интерпретируем это как результат погружения ранних кристаллов плагиоклаза в более горячие глубинные части магматической камеры (либо

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

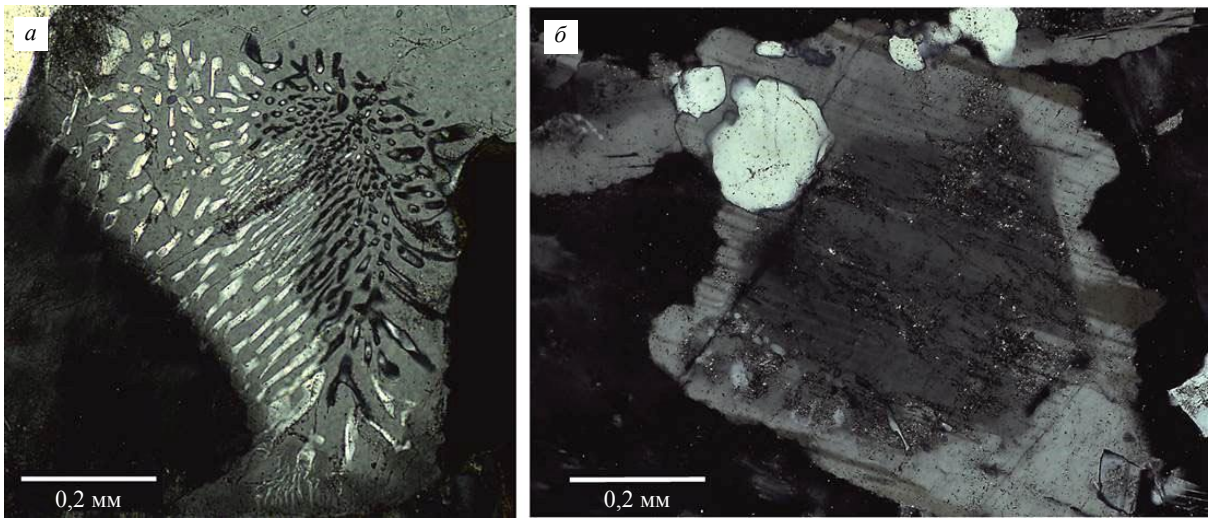


Рис.3. Микроскопические фотографии (обр. 1015, анализатор введен): *а* – различная оптическая ориентировка вростков кварца в мирмекитах; *б* – резорбированный плагиоклаз

внедрения новой порции расплава). С помощью палеогеотермического градиента для коры возрастом 1,6 млрд лет (30-45 °С/км) [45, 46] глубина такого погружения оценивается нами в 1,5-2 км. Несмотря на оценочный характер расчета, такой порядок величин отражает возможный размер активной магматической камеры на момент кристаллизации Губановской интрузии. Известные аппроксимации мощности коры на момент кристаллизации вещества Губановской интрузии в промежуточной камере составляют от 50 до 70 км [46, 47], а полученная величина вполне укладывается в значения, соответствующие отдельным интрузиям (в данном случае – Губановской интрузии). Отметим, что предполагаемая магматическая камера, вероятнее всего, была промежуточной. Вероятны и альтернативные гипотезы – кристаллизация плагиоклаза при декомпрессии или нагрев от нового импульса магмы *in situ*.

Используя размеры резорбированных зерен, их состав и расчетные оценки вязкости расплава, можно оценить время погружения этих кристаллов в жидкости, основываясь на законе Стокса. Авторами оценивалось именно время погружения ранних кристаллов плагиоклаза, а не кристаллизация всей интрузии в целом. При таком расчете не учитываются влияние конвективных тепловых потоков в расплаве и изменение вязкости в случае частично закристаллизованного расплава (предполагалось сосуществование расплава и кристаллов плагиоклаза).

Вязкость расплава оценена двумя расчетными методами – регрессионным [35] и в программном комплексе MELTS [36]. Для первого метода она составила 6-7, для второго – 5 логарифмов единиц вязкости (Па·с) соответственно. Плотность расплава, оцененная в MELTS, составила 2,34 г/см^3, а плотность плагиоклаза – 2,66 г/см^3.

Принимая в первом приближении форму зерен плагиоклаза сферической, а размер максимального и минимального диаметров от 0,4 до 0,9 мм, получим вариации скорости осаждения кристаллов в силикатной жидкости 10^{-12}·10^{-9} м/с. Учитывая оцененную выше глубину камеры от 1,5 до 2 км, получим время отсадки кристаллов плагиоклаза не менее 0,2 млн лет.

Оценка времени полной кристаллизации отдельных фаз Салминского массива гранитов рапакиви, сделанная ранее [48], составляет 3-5 млн лет. Полученная нами приблизительная продолжительность наиболее раннего этапа кристаллизации Губановской интрузии в составе Выборгского массива гранитов рапакиви не противоречит приведенной выше оценке.

Мирмекиты как индикаторы флюидного режима на поздних стадиях. Широкое развитие мирмекитовых структур [49] на границах плагиоклаза с калиевым полевым шпатом (рис.3) может указывать на активное взаимодействие минералов с остаточным флюидонасыщенным расплавом. Экспериментальные данные В.Люта и О.Татла [50] показывают, что водный флюид, равновесный с гранитным расплавом, содержит растворенные силикатные компоненты, способные участвовать в образовании мирмекитов. По мнению Н.Г.Судовикова [51], мирмекиты могут быть продуктом

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

кристаллизации межгранулярного эвтектоидного расплава, обогащенного водой. М.Хиббард [52] связывает возникновение мирмекитов с микродавлением при отделении водной фазы на поздних стадиях кристаллизации, когда вростки плагиоклаза растут из остаточного расплава. Проведен количественный анализ морфологии мирмекитов (оценка фрактальной размерности) и оценка доли кварца с использованием количественных методов в программе ImageJ. Сознавая ограничения двухмерных сечений, мы рассматриваем полученные значения *D* как относительный показатель сложности формы кварцевых вростков:

- в гранитах фаз 2 и 3 мирмекиты характеризуются повышенной долей кварца (в среднем 17 об.%) и высокой фрактальной размерностью (*D* до 1,6), что соответствует извилистым, «колониальным» формам;
- в породах контактовой зоны доля кварца в мирмекитах снижается до 9 об.%, а фрактальная размерность падает до 1,2-1,3, что коррелирует с каплевидной, более равновесной морфологией агрегатов.

Согласно опубликованным данным [53], высокая фрактальная размерность характерна для неравновесных, скелетных форм роста. Следовательно, мирмекиты в основных фазах формировались в условиях ограниченной диффузии при прорыве флюида по межзерновым границам. Напротив, мирмекиты контактовой зоны с низкой *D* и каплевидным кварцем кристаллизовались в условиях, близких к равновесным, предположительно при более высоком содержании флюида, что облегчало массообмен и приближало состав остаточной жидкости к псевдоэвтектике ортоклаз – альбит – кварц – вода. Оценка содержания An-компоненты в плагиоклазе мирмекитов составляет < 10 мол.% для контактовой зоны и < 40 мол.% для основных фаз [33], что косвенно указывает на более низкую температуру их образования в первом случае.

Проведенный микроструктурный анализ позволяет сформулировать ключевые петрографические ограничения для последующих термобарометрических и термодинамических реконструкций генетических моделей: оценка вертикального размера камеры (1,5-2 км), полученная из анализа резорбции плагиоклаза, является минимальным входным параметром для вариации давления в моделях кристаллизации; морфология мирмекитов свидетельствует о том, что зона контакта между фазами характеризовалась повышенной флюидонасыщенностью. Это может подтвердить гипотезу о частичном плавлении вещества фазы 2 под воздействием более горячего расплава фазы 3.

Петрохимические особенности пород

Петрохимическая характеристика пород Губановской интрузии была дана в статье [33]. Отметим особенности состава пород по главным элементам, имеющим петрологическое значение для последующего моделирования. Рассмотрим несколько бинарных вариационных диаграмм, которые позволяют установить направленности трендов кристаллизации.

На диаграмме SiO_2 – Al_2O_3 точки составов пород образуют тренд (рис.4, *а*), экстраполяция которого в область высоких содержаний SiO_2 (гипотетически до 90-95 мас.%) позволяет предположить, что наиболее дифференцированные остаточные расплавы должны быть обогащены только кремнеземом с содержанием Al_2O_3 не более 6-7 мас.%. Это косвенно может свидетельствовать о том, что наиболее легкоплавкая фракция должна быть представлена SiO_2. Породы контактовой зоны, которые имеют наибольшее содержание SiO_2, это предположение подтверждают. Диаграмма SiO_2 – Fe_2O_3t показывает похожий характер распределения точек составов пород (рис.4, *в*). Однако продолжение линейных трендов в область кремнеземистых составов позволяет предположить, что максимальное содержание SiO_2 в остаточных расплавах могло достигать значений 80-87 мас.% при крайне низком содержании железа. Кроме этого, на рассмотренных диаграммах при экстраполяции тренда на левую сторону многоугольника составов (область низких SiO_2) наиболее отчетливо видно, что ассоциациями, которые контролировали кристаллизацию на ранних стадиях, являлись (Bt + Amp) – (Pl + Fsp) в соотношении 2:3.

Диаграмма Al_2O_3 – Fe_2O_3t позволяет установить, что в процессе фракционирования система существенно обеднялась как алюминием, так и железом. Это объясняется присутствием полевых шпатов и биотита с амфиболом (рис.4, *б*). Рассмотрев диаграммы на рис.4, *б*, *в*, можно сделать вывод, что в конечных продуктах кристаллизации железо практически отсутствовало, однако

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

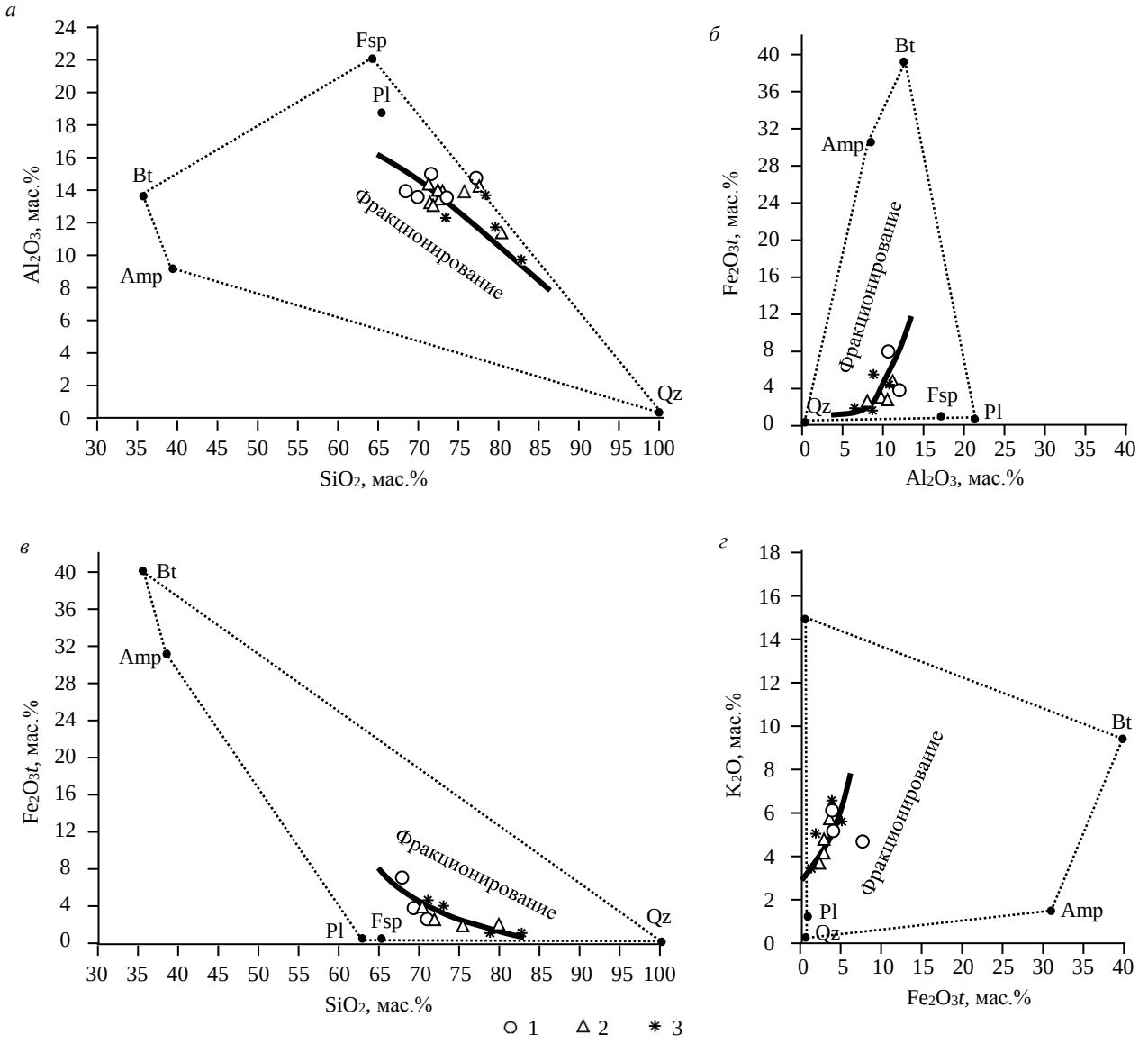


Рис.4. Вариационные диаграммы с эволюционными трендами для гранитов месторождения Возрождение (Выборгский массив), построенные по ранее опубликованным авторами материалам [33]: *а* – SiO_2 – Al_2O_3; *б* – Al_2O_3 – Fe_2O_3t; *в* – SiO_2 – Fe_2O_3t; *г* – Fe_2O_3t – K_2O

Магматические фазы внедрения: 1 – фаза 2; 2 – фаза 3; 3 – контакт

незначительное количество алюминия сохранялось. Используя диаграмму Fe_2O_3t – K_2O (рис.4, *г*) и экстраполируя тренд в область малых содержаний Fe_2O_3t, можно оценить содержание K_2O в конечных продуктах дифференциации в 3-4 мас.%. Для максимальных содержаний K_2O, соответствующих ортоклазу, Fe_2O_3t в системе должно составлять 16-20 мас.%. Это может свидетельствовать о совместной кристаллизации ортоклаза и железистого биотита или же процессах фракционирования на ранних стадиях с отсадкой магнетита и ильменита. Таким образом, при рассмотрении вариационных диаграмм можно предположить, что фазы 2 и 3 гранитов, а также зона контакта имеют общую генетическую природу. Ранние стадии кристаллизации пород фаз 2 и 3 определялись фракционированием полевых шпатов и Fe-Mg-фаз (биотита и амфибола), а наиболее поздние дифференциаты могли быть значительно обогащены SiO_2. Наиболее обогащенные SiO_2 породы фазы 3 и зоны контакта практически не содержат фемических компонентов. Некоторая дисперсия точек составов пород, вероятно, обусловлена присутствием материала овоидов.

Рассмотрим диаграмму в координатах Zr – Hf/Eu, которая иллюстрирует процессы фракционной кристаллизации за счет конкуренции фракционирования плагиоклаза (основной минерал-концентратор Eu) и циркона (определяет Hf/Zr отношение в породе). Низкие значения обоих показателей

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

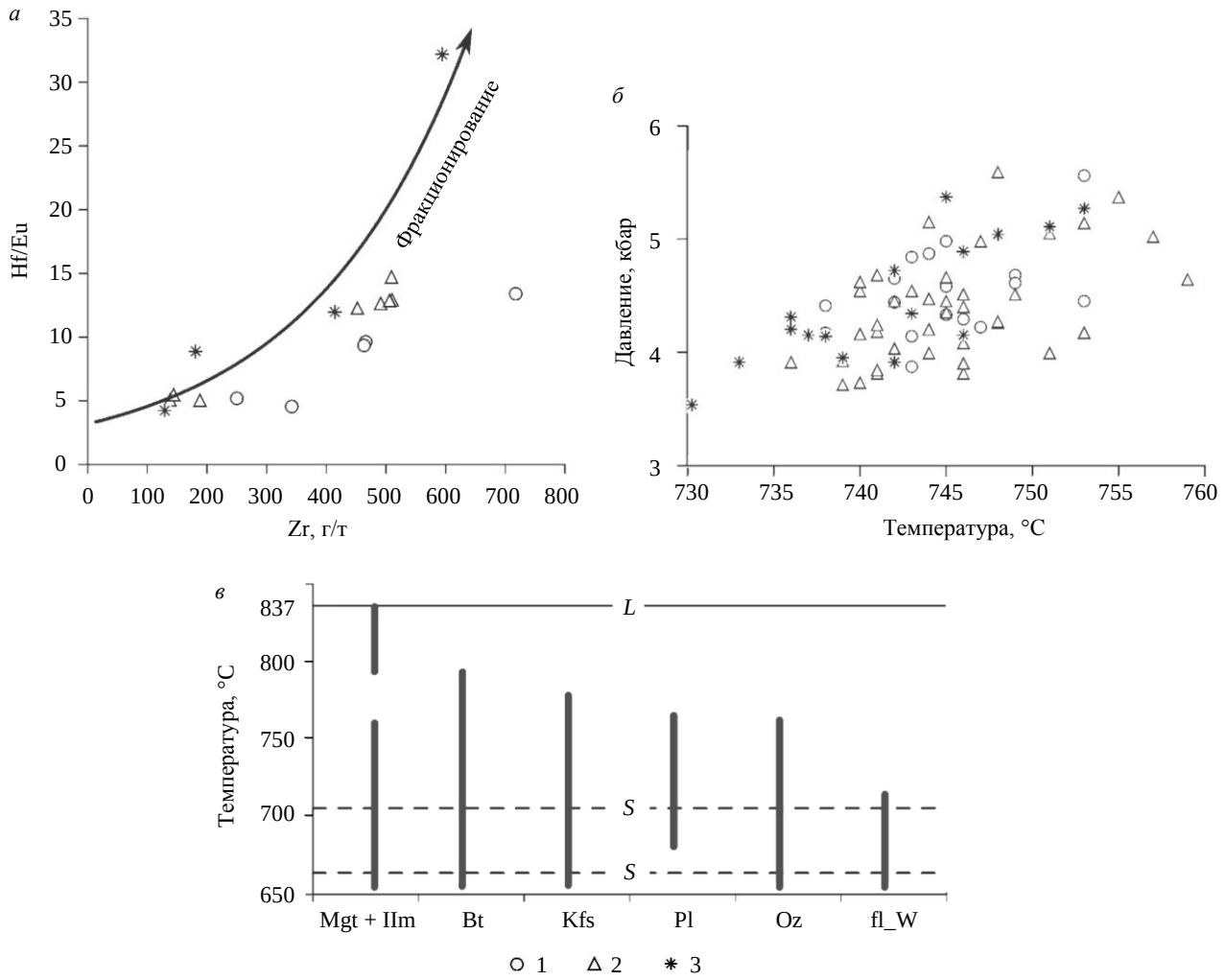


Рис.5. Бинарная диаграмма с трендом фракционирования пород в координатах Zr – Hf/Eu (*а*); *P-T* параметры кристаллизации биотита в гранитах рапакиви фаз 2, 3, а также контактовой зоны между ними (*б*); последовательность кристаллизации минералов по результатам моделирования для пород фаз 2 и 3 Губановской интрузии (*в*). Сплошная линия *L* – температура ликвидуса; пунктирные линии *S* – область солидуса; обозначения минералов согласно [54]; fl_W – существенно водный флюид

Магматические фазы внедрения: 1 – фаза 2; 2 – фаза 3; 3 – контакт

отвечают наименее, а высокие – наиболее дифференцированным породам (рис.5, *а*). Породы фаз 2 и 3 имеют как схожее содержание Zr, так и отношение Hf/Eu, не превышающее 15. Кроме этого, точки составов хаотично перемешаны между собой на графике, что может быть поводом для рассмотрения гипотезы о едином источнике их образования. Значительно отличается от пород фаз 2 и 3 зона контакта, характеризуясь минимальным отношением Hf/Eu, равным 3-4, которое резко возрастает до 30-35 в породах с содержанием циркония 500-600 ppm (единичные пробы). При этом отношение Hf/Eu в породах фаз 2 и 3 примерно в два раза меньше. Следует добавить, что именно в породах контактовой зоны вариации легких редкоземельных элементов наиболее значительны, что, вероятно, определяется повышенным содержанием циркона.

Приведенные особенности свидетельствуют о том, что породы контактовой зоны наиболее дифференцированны по сравнению с гранитами фаз 2 и 3. Кроме того, граниты фаз 2 и 3 могут быть непосредственными компонентами, при смешении и частичном плавлении которых возникают породы контактовой зоны.

Термобарометрия пород

Качественная и минеральная термобарометрия. На основе петрографических наблюдений был оценен диапазон возможных температур и давлений образования пород из бинарной диаграммы альбит – ортоклаз для различных давлений и относительной доли альбитового компонента (5-7 об.%)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

в ортоклазе по данным микрозондовых исследований. Такая приближенная оценка позволила предположить, что давление при образовании пород было выше 3 кбар. Эту оценку предполагаемого диапазона давлений при формировании пород в 3-5 кбар подтверждает и наличие в породе алланита, а также ильменита [55]. С использованием в качестве аппроксимации гранитного расплава тройной системы альбит – ортоклаз – кварц ($Ab_{33}Or_{39}Qz_{28}$) при давлении 3 кбар оценена приближенная температура формирования гранитов фаз 2 и 3 – не ниже 700 °С [56, 57]. Аналогичным способом можно провести и оценку температуры при формировании мирмекитов, составляющую 680-740 °С при давлении от 5 до 2 кбар. Минимальные температуры для магматического этапа образования пород можно оценить, учитывая и включения силлиманита в кварце и ортоклазе. С учетом положения кривой солидуса «среднего» гранита относительно поля устойчивости силлиманита диапазон температур таких включений составлял 650-720 °С [58]. Таким образом, качественная оценка минеральных парагенезисов позволяет ограничить параметры формирования исследуемых пород по температуре до 800-650 °С и 5-3 кбар по давлению.

Для уточнения температур и давлений использован ряд эмпирических мономинеральных термометров и барометров. Они применялись ввиду скудности минерального состава и невозможности расчета с использованием обменных минеральных равновесий. Все использованные термометры были калиброваны для интересующего нас диапазона давлений от 2 до 6 кбар. Полученные таким образом температуры и давления отвечают именно интервалам образования минеральных фаз, которые могли кристаллизоваться при разных степенях закристаллизованности магматической системы. Популярные амфиболовые барометры (основанные на содержании алюминия) использованы не были, поскольку составы наших амфиболов выходили за пределы калибровочных составов. Однако использование эмпирического (соблюдены условия применимости – fO_2 = FMQ и присутствие ильменита) термометра, основанного на содержании титана в амфиболе [59] (T = 2400 °С/(1,52 – log10(Ti_{apfu}) – 273), для пород контактовой зоны показывает диапазон температур 715-815°С, что вполне согласуется с оценками, сделанными выше. С использованием эмпирической зависимости содержания Al_2O_3 в титаните (2,0-4,1 мас.%) от давления [60] (P = 1,017 Al_2O_3 + 0,59 кбар) получен диапазон давлений 3-5 кбар, который близок к нашим оценкам на основе петрографических данных.

Особенности минерального состава не позволяют в полной мере использовать геотермобарометрию, основанную на обменных равновесиях. Одним из вариантов решения этой проблемы является использование методов машинного обучения на основе экспериментальных данных. С использованием составов биотита (n = 839, T = 625-1325 °С, P = 1-48 кбар), которые охватывали широкий диапазон (Mg/(Mg + Fe) = 0-1, TiO_2 = 0-9 мас.%), и так называемого метода случайных деревьев/леса ранее был откалиброван эмпирический биотитовый термобарометр [61]. Оценка погрешности этой модели на тестовой выборке данных показывает, что среднеквадратичные отклонения не превышают 54 °С и 4,4 кбар.

Как показали наши расчеты для гранитов фазы 2 и 3, а также контактовой зоны, температура при кристаллизации биотита варьировалась в диапазоне 760-730 °С при давлении от 5,5 до 3,5 кбар. В P-T поле точки, соответствующие разным фазам, образуют вытянутую область, при этом полностью перекрываясь между собой (рис.5, *б*). Ввиду погрешностей, сравнимых с абсолютными значениями расчетного давления, эти оценки следует рассматривать как весьма приблизительные.

Для определения давления использован численный метод оценки кристаллизации гранитных интрузий на основе двух полиномиальных уравнений, полученных на основе существующей тройной фазовой диаграммы гаплогранита и связанного набора данных [62],

$$P = -0{,}0024(Qz)^3 + 0{,}2639(Qz)^2 - 9{,}8074(Qz) + 125{,}63 \text{ кбар};$$

$$P = 0{,}002426(Ab + Or)^3 - 0{,}46397(Ab + Or)^2 + 29{,}813(Ab + Or) - 642{,}24 \text{ кбар}.$$

Результаты показывают, что расчетное давление коррелирует с содержанием нормативного кварца (Qz), альбита (Ab) и ортоклаза (Or) при погрешности, составляющей не более 1,6 кбар. Наши расчеты показывают, что для фазы 2 медиана давления составляет 6,7 кбар, для фазы 3 – 4,9 кбар, а для пород контактовой зоны – 3,9 кбар соответственно. Учитывая приведенные выше

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

погрешности расчета, можно предположить, что в процессе кристаллизации породообразующих минералов обеих фаз внедрения и в пределах контактовой зоны давление составляло не более 5 кбар. Заметные различия в оценках давлений по минеральным и полиномиальным барометрам связаны с большей погрешностью эмпирической калибровки последних.

Для оценки ликвидусных температур для гранитов фаз 2 и 3 дополнительно применен эмпирический метод, разработанный для силикатных шлаков [63], который основан на регрессионном анализе зависимости температуры ликвидуса от состава. Несмотря на то, что метод калиброван для безводных систем, мы ввели поправку на содержание воды, что снижает температуру на 50-70 °С. Полученные значения (840-880 °С) хорошо согласуются с оценками по ML-термобарометру [37] и близки к температурам, рассчитанным в MELTS для сухих составов. Однако мы рассматриваем их как приблизительные из-за проблемы учета непроанализированного содержания фтора, они могли быть на 5-15 °С ниже рассчитанных.

Оценка ликвидусных P-T параметров. Проведенная оценка *P-T* параметров ML-термобарометром [37] показала, что медианная температура составляет 875 °С для гранитов фазы 2, 880 °С – гранитов фазы 3 и 870 °С – пород зоны контакта. С учетом погрешностей метода температуры образования пород двух фаз и зоны контакта сопоставимы. Оценки давления, полученные нами, составляют 6,2 кбар для фазы 3; 5,2 кбар – фазы 2 и 5,0 кбар – зоны контакта. Несмотря на достаточно большой разброс величин, эти данные хорошо коррелируют с оценкой давления по содержанию нормативного кварца, приведенной выше, – разница между двумя методами составляет не более 0,5 кбар.

Обобщая результаты термобарометрии, можно заключить, что разные методы оценки *P-T* параметров фиксируют разные этапы эволюции расплава, поэтому разброс температур закономерен и отражает остывание системы от ликвидуса до солидуса. Ликвидусные температуры (начало кристаллизации) составляют не более 840-880 °С. Эти оценки относятся к ранним этапам, когда магма была относительно «сухой». Температуры кристаллизации основной массы (биотит, полевые шпаты) – 730-760 °С (по биотитовому термобарометру, Ti-амфиболу, тройной системе Ab – Or – Qz). Это отвечает интервалу 40-60 % кристаллизации пород. Субсолидусные температуры (< 700 °С), определенные по мирмекитам и появлению мусковита/силлиманита при расчетах в MELTS, отвечают заключительным стадиям кристаллизации пород. Давление, оцененное разными методами, находится в достаточно узком интервале 6,5-4,2 кбар, составляя в среднем 5 кбар. Полученные оценки практически не отличаются от известных для гранитов рапакиви Выборгского массива (760-780 °С и 5-6 кбар), что позволяет их использовать при дальнейших петрологических построениях.

Содержание воды в расплаве и фугитивность кислорода. В породах кислого состава важную роль при кристаллизации играет содержание летучих компонентов, в частности воды. При расчетах для гранитов фаз 2 и 3 (T ~ 800 °С, P ~ 4 кбар) установлено, что максимально возможные концентрации воды в расплаве могут достигать 9-11 мас.%. При дальнейшем моделировании в программном комплексе rhyolite-MELTS использовано содержание воды в расплаве от 6 до 10 мас.% и величина 10 мас.% как верхний предел, поскольку контактовая зона и поздние стадии кристаллизации могли быть водонасыщенными. В работах [64, 65], основанных на экспериментальных данных, показано, что граниты А-типа могут содержать указанное выше количество воды при 800-900 °С и давлении 3-7 кбар. Установлено, что при содержании воды в расплаве ниже, чем 6 мас.%, модельные составы минеральных фаз значительно отличаются от реально наблюдаемых (например, составы плагиоклаза становятся существенно более основными). Похожие величины отмечались и ранее [54], и диапазон возможных содержаний воды в расплаве варьируется между 5-11 %. Установлено, что отклонения температуры до ±50 °С и давления до 1 кбар при расчетах не оказывают влияния на расчетное значение содержания H_2O.

Следующий параметр, который необходимо оценить, это фугитивность кислорода при кристаллизации расплавов. Предварительное моделирование (при давлении 5 кбар) для медианных составов гранитов фаз 2 и 3 позволило установить, что фугитивность кислорода соответствовала

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

буферу FMQ-FMQ(–1). Такие же значения фугитивности кислорода для массивов гранитов рапакиви получены ранее другими исследователями [64, 65]. Таким образом, условия моделирования кристаллизации в программе rhyolite-MELTS следующие: диапазон температур 900-500 °С, давление 5,5-3,5 кбар, буфер FMQ.

Особенности кристаллизации пород. Рассмотрим особенности кристаллизации гранитов фаз 2 и 3, а также зоны их контакта. В первом приближении это можно сделать, изучая вариационные диаграммы породообразующих компонентов. Ввиду относительно небольшого количества железомагнезиальных фаз можно ограничиться приближенным составом системы в виде оксидов Si, Al, Ca, Na и K.

Были построены вариационные диаграммы (см. рис.4) породообразующих оксидов с возможными котектическими бинарными и тройными ассоциациями минералов. Достаточно очевидно, что граниты фаз 2 и 3, а также контактовой зоны генетически связаны общей последовательностью эволюции исходного расплава. Однако эти построения имеют больше качественный характер, чем количественный.

Рассмотрение вариационных диаграмм позволило прийти к следующим предположениям:

- наиболее вероятной ранней котектической ассоциацией являлись амфибол (и/или биотит) совместно с плагиоклазом в соотношении 2:3;
- следующая фаза после амфибола представлена плагиоклазом с содержанием анортитового компонента не менее 35 мол.%, что подтверждается петрографическими, а также микрозондовыми исследованиями;
- далее кристаллизовалась основная масса овоидов, содержащих бóльшую часть ортоклаза;
- при дальнейшей кристаллизации образовалась основная масса породы с соотношением плагиоклаза (до An_{35}) и ортоклаза в пропорции 1:1;
- поздняя ассоциация минералов при кристаллизации расплавов фаз 2 и 3 соответствовала котектике состава кварц/ортоклаз от 20/80 до 66/33. Отметим, что в наиболее поздних остаточных расплавах эти котектические соотношения могли достигать 75/25 и даже выше.

Таким образом, предварительные данные свидетельствуют о том, что на поздних стадиях кристаллизации расплава фаз 2 и 3, а также, вероятно, и выплавок из них состав системы был обогащен кремнеземом.

Моделирование кристаллизации фаз 2 и 3 в программном комплексе rhyolite-MELTS показало, что температуры появления минералов на ликвидусе для фаз 2 и 3 близки, поэтому детальные расчеты проводились для медианного состава этих фаз. Подбор условий моделирования показал, что реальные природные ассоциации минералов наилучшим образом воспроизводятся при использовании модели фракционной полибарической (5,5-3,5 кбар) кристаллизации при содержании воды в расплаве 6 мас.% и более. Величина dP/dT составляла 10 бар/°С в соответствии с градиентом в коре [45, 46]. Для обеих фаз температура ликвидуса достигала 830-840 °С, и первой фазой на ликвидусе (5,5 кбар) является Fe-Ti-фаза – магнетит и ильменит (рис.5, *в*). Далее при незначительном снижении давления (до 5 кбар) и температуре 793 °С появляется биотит (также вероятен амфибол), который был установлен нами как включения в раннем калишпате и плагиоклазе. Начало кристаллизации калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца происходит практически одновременно в интервале 778-762 °С при давлении около 4,8 кбар. Именно в этот момент фиксируется максимум вязкости ($\log_{10}\eta$ 5,5), что, вероятно, обусловлено обогащением жидкости кварцевым компонентом. При дальнейшем снижении температуры до 714 °С и давлении около 4 кбар начинается отделение водного флюида и достижение области солидуса при 705-663 °С (4-3,7 кбар). Диапазон вероятных температур солидуса был определен по резкому падению логарифма вязкости расплава совместно с его относительной долей. Наиболее поздними (температура менее 670 °С) субсолидусными, и вероятно, метастабильными фазами являются мусковит, а также силлиманит (установлен как включения). В целом можно заключить, что кристаллизация происходила в достаточно узком интервале температур, составляющем примерно 150-170 °С.

Нужно признать, что модели MELTS дают некоторую идеализацию порядка кристаллизации минералов в отношении петрографических данных: относительно малое содержание в наших породах железа и магния не позволяет точно оценить появление на ликвидусе таких фаз, как биотит

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

и амфибол; плагиоклаз мог начинать кристаллизоваться раньше биотита/амфибола, если расплав содержал меньше воды или больше кальция. В наших моделях при 5,5 кбар и 6-10 % H_2O биотит действительно появляется на ликвидусе, но при снижении давления или содержания воды плагиоклаз может стать ранней фазой; наблюдаемый «ранний» плагиоклаз в породах мог претерпеть погружение и резорбцию в нижних частях камеры при общем полибарическом характере кристаллизации. Этот вариант требует дополнительных исследований.

Отметим, что приведенные расчеты включают неопределенности, поскольку в термодинамическое описание биотита не входит его титансодержащий минал, хотя в реальности биотит обогащен титаном. Присутствие в породе овоидов (до 6 об.%) несущественно влияет на результаты моделирования кристаллизации основной массы породы.

Модели образования контактовой зоны. Геологические соотношения фаз свидетельствуют, что фаза 2 гранитов на момент контакта с фазой 3 являлась почти закристаллизованной, но пластичной, поскольку по данным наблюдений (см. рис.2) контакт не резкий и переходная зона имеет сложное строение. Это может свидетельствовать о взаимодействии фаз. Предварительную температуру образования контактовой зоны, вероятно, можно оценить как превышающую на 50-100 °С температуру хрупкости пород (T_{br} = 705-690 °С) [63], которая в целом близка к солидусу.

Можно предположить несколько моделей формирования пород контактовой зоны:

Вариант А предполагает простое смешение частично закристаллизованных фаз 2 и 3 пропорционально, согласно уравнению баланса масс,

$$aF2 + (1 - a)F3 = \text{Cont},$$

где a – доля фазы 2; Cont, $F2$ и $F3$ – компоненты состава в соответствующих породах.

Как следует из химических составов фаз 2 и 3 гранитов (см. приложение, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16778/16665), контактовая зона существенно отличается от них и не может быть продуктом их смешения.

Вариант Б предполагает почти полную кристаллизацию гранитов фазы 2 с последующим термальным воздействием на них разогретого вещества фазы 3. Поскольку температура у вещества фазы 3 выше, чем гранитов фазы 2, то последняя начинает плавиться, и выплавка смешивается с более жидким веществом фазы 3.

Это может быть описано в форме уравнения баланса масс

$$aLF2 + (1 - a)F3 = \text{Cont},$$

где $LF2$, $F3$ и Cont – компоненты состава в выплавке и в породах соответственно.

Отметим следующие особенности данной модели: состав образующейся выплавки из фазы 2 должен быть близок эвтектическому; температура фазы 3 не обязательно должна соответствовать максимальной (ликвидусной), поскольку система была частично закристаллизована. Существуют другие варианты смешения: выплавка смешивается одновременно и с частично закристаллизованным веществом фазы 2 и с расплавом фазы 3; остаточный расплав фазы 3 смешивается с частично закристаллизованным веществом фазы 2. Учитывая близость составов возможных участников смешения, мы остановились на наиболее простом варианте модели (вариант Б). При вязкости $\log\eta$ 5 (водонасыщенный расплав фазы 3) ограниченное взаимодействие с почти закристаллизованной, но нагретой фазой 2 вполне вероятно. Это не механическое смешение двух жидкостей, а скорее инфильтрация остаточным расплавом с локальным перераспределением компонентов. Отсутствие макроскопических признаков частичного плавления в фазе 2 не противоречит предложенной модели. Экспериментальные исследования показывают, что при температурах 700-800 °С и наличии водного флюида первая выплавка из гранитоидов имеет эвтектический/субэвтектический состав и крайне низкую вязкость [50, 52]. В таких условиях даже малые объемы расплава (< 5 об.%) способны эффективно извлекаться из материнского субстрата за счет инфильтрации по межзерновым границам, не оставляя крупных коррозионных структур [66]. Полученная нами расчетная доля выплавки (~2 % от объема фазы 2) согласуется с отсутствием видимых структурно-текстурных признаков плавления и подтверждает предложенный механизм инфильтрации остаточного расплава.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Оценка состава выплавки. Существует несколько способов оценки расплава, который при смешении с веществом фазы 3 даст состав контактовой зоны.

Первый способ основан на применении обратного расчета по уравнению масс-баланса в варианте Б. Фиксируя состав контактовой зоны и фазы 3 (см. приложение, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16778/16665), можно подобрать такой состав выплавки и ее долю, чтобы содержание компонентов в выплавке было неотрицательное. Такая оценка показывает, что доля выплавки в смеси должна составлять не менее 0,5 мас.%, а содержание в ней SiO_2 – примерно 80 мас.%.

Второй способ использует диаграммы вычитания. Этот метод является приблизительным, учитывающим только уравнение масс-баланса, и не принимает в расчет термодинамику процесса кристаллизации и реакционные взаимоотношения. Как видно на рис.4, для фаз 2 и 3 точки составов образуют вытянутую область, которую можно аппроксимировать линейными трендами. Прежде всего, это свидетельствует о том, что в процессе кристаллизации фаз соотношение минералов в котектической ассоциации менялась мало. Соответственно, экстраполируя точки в область малых значений кремнезема, мы должны пересечь многоугольник составов фаз, которые контролировали кристаллизацию. По аналогии, продолжая линию в область максимальных составов, мы получим оценку остаточного расплава, наиболее легкоплавкого. Очевидно, что все составы пород, как и родоначальный расплав, должны находиться между точками составов начальной котектической ассоциации и остаточного расплава. Были построены вариационные диаграммы для всех возможных комбинаций оксидов, и для каждой строился линейный тренд. Положение точки (на продолжении тренда) предполагаемого расплава выбиралось так, чтобы не было отрицательных содержаний и в сумме все компоненты должны составлять 100 мас.%. После перебора всех возможных комбинаций оксидов был получен предполагаемый состав выплавки с содержанием SiO_2 примерно 84 мас.%. Приближенный расчет показал, что доля выплавки должна составлять не менее 0,32 мас.%.

Третий способ, основанный на регрессионных зависимостях химического состава выплавок от температуры и давления [38], показал, что доля выплавки должна составлять не менее 0,39 мас.%, а содержание SiO_2 в выплавке – примерно 81 мас.%.

В *четвертом способе* расчета применена модель равновесного плавления фазы 2 в rhyolite-MELTS [41], которая показала, что для получения состава контактовой зоны необходимо минимум 69 % выплавки в смеси (+31 % вещества фазы 3). Отметим, что относительное количество выплавки из фазы 2, вероятно, не превышало 2 % (количество расплава, реально извлеченного из фазы 2 по отношению ко всей массе этой фазы), что в целом согласуется с незначительной мощностью зоны контакта.

Проведено моделирование в случае последовательного плавления порциями (аналог фракционной кристаллизации). Однако этот вариант показал худшую сходимость по сравнению с равновесным вариантом. Минимальная доля выплавки для образования контактов зоны составила 40 % как в случае равновесного, так и фракционного плавления, а содержание SiO_2 в выплавке – 73-75 мас.%. Также нельзя исключать и более сложные модели плавления, в том числе включающие неполное плавление вещества овоидов.

Сравнивая четыре способа расчета состава контактовой зоны относительно реального (рис.6, см. приложение, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16778/16665), можно заключить, что все методы расчета дают сопоставимые результаты, при этом неопределенности не превышают 2 мас.% (2σ); минимальная доля выплавки, необходимая для получения состава контактовой зоны, в смеси с фазой 3 варьируется от 0,32 до 0,69 мас.%; наименьшими относительными ошибками характеризуется метод вариационных диаграмм. Если степень плавления фазы 2 была мала (~0,02), а ее доля в смеси с фазой 3 велика (~0,69), то это означает, что выплавка из фазы 2 интенсивно смешивалась с большим объемом расплава фазы 3.

Таким образом, можно представить модель образования контактовой зоны (рис.7), которая наиболее вероятно соответствует механизму ее образования, а наблюдаемые составы гранитов контактовой зоны удовлетворительно согласуются с модельными.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

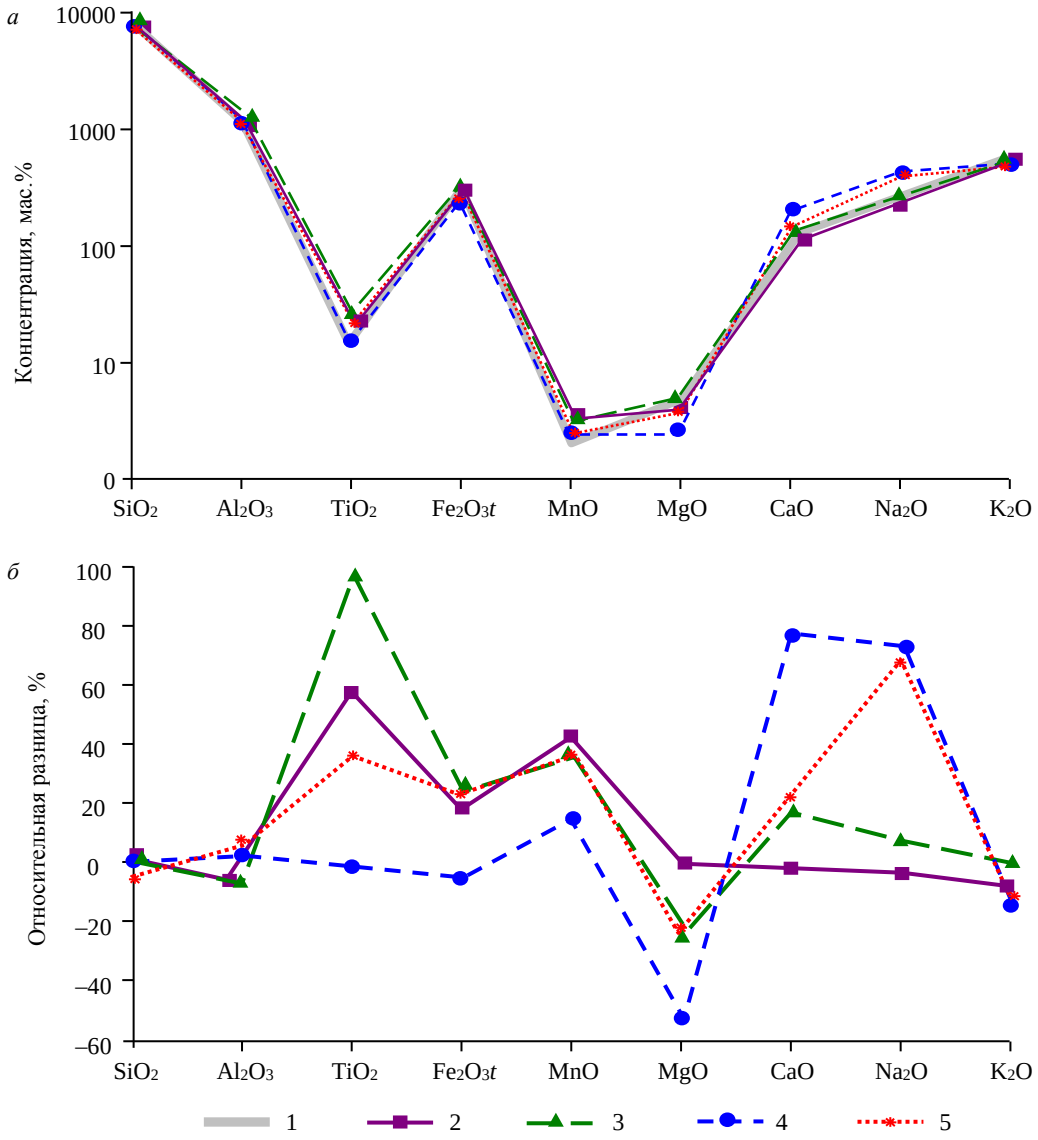


Рис.6. Сравнительные графики результатов моделирования контактовой зоны (*а*); разницы модельного и реального состава контактовой зоны для различных моделей ее образования (*б*)

1 – состав контактной зоны; 2 – вариационные диаграммы; 3 – масс-балансовый расчет; 4, 5 – моделирование плавления в MELTS (версия 1.1.0): равновесного (4), фракционного (5)

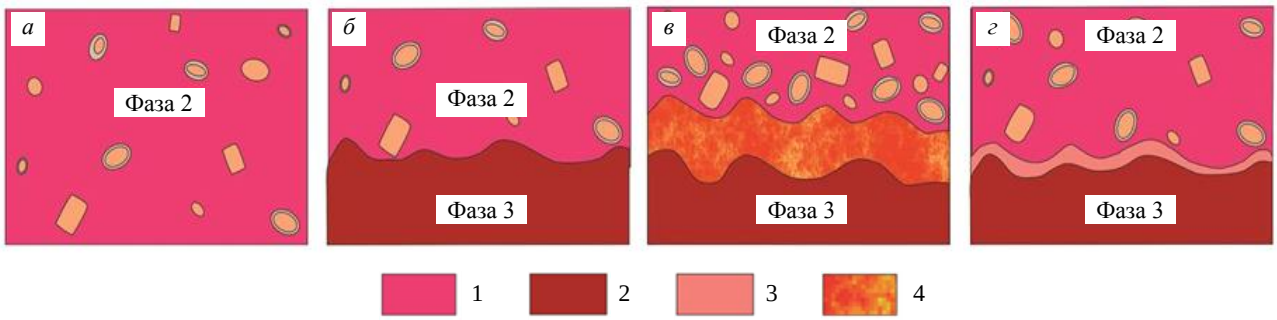


Рис.7. Модель образования контактовой зоны: *а* – стадия частичной кристаллизации гранитов фазы 2; *б* – нагрев гранитов фазы 2 при внедрении фазы 3; *в* – образование частичной выплавки из фазы 2; *г* – смешение незакристаллизованной выплавки из фазы 2 и частично закристаллизованного вещества фазы 3

1 – расплав фазы 2; 2 – расплав фазы 3; 3 – выплавка из фазы 2; 4 – контактовая зона

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Заключение

Проведенное комплексное исследование Губановской интрузии позволило получить следующие новые количественные ограничения для петрогенетической модели гранитов рапакиви Выборгского массива:

• Комбинирование методов машинного обучения, термодинамического моделирования и экспериментально калиброванных минеральных термометров с учетом строгих критериев их применимости позволило с высокой достоверностью реконструировать эволюцию кристаллизации Губановской интрузии. Ликвидусные температуры, определенные ML-методом и rhyolite-MELTS, составляют 880-840 °С. Кристаллизация основного объема породы протекала при 790-760 °С и начиналась с кристаллизации биотита и/или амфибола. Завершающая кристаллизация и субсолидусные процессы, маркируемые парагенезисом с силлиманитом, происходили при 720-650 °С. Давление, надежно определяемое по сходимости результатов ML-моделирования и состава нормативных фаз, систематически снижалось от 5,5 до 4,0 кбар, что соответствует полибарической эволюции расплава с существенным влиянием воды (до 6-10 мас.%) и фугитивности кислорода на уровне буфера FMQ на порядок кристаллизации фаз.

• Впервые для интрузий такого типа на основе анализа резорбции плагиоклаза количественно оценен вертикальный размер активной промежуточной камеры (не менее 1,5-2 км) и показано, что ранние кристаллы могли испытывать гравитационное осаждение/перемещение в течение ~0,2 млн лет. Морфометрический анализ мирмекитов подтвердил высокую флюидонасыщенность системы на завершающих этапах кристаллизации, особенно в зоне контакта фаз.

• Моделированием в программе rhyolite-MELTS и масс-балансовыми расчетами опровергнута гипотеза простого смешения магм фаз 2 и 3. Обоснована модель, согласно которой породы контактовой зоны являются продуктом смешения высококремнеземистой выплавки (SiO_2 ~80-84 мас.%), образовавшейся при частичном плавлении почти закристаллизованной фазы 2 под действием тепла расплава фазы 3 и самого расплава фазы 3.

• Показано, что сочетание классической петрографии, геохимии, термодинамического моделирования и методов машинного обучения позволяет минимизировать погрешности и неопределенности, присущие каждому методу в отдельности, и дает наиболее полную картину эволюции сложных магматических систем.

Полученные результаты свидетельствуют в пользу формирования Губановской интрузии в обстановке постколлизионного растяжения, где ведущую роль играли процессы фракционной кристаллизации и локального теплового взаимодействия между последовательными фазами внедрения.

Доступ к данным

Приложение доступно по ссылке: https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16778/16665.

Авторы признательны за организацию полевых работ Е.Н.Кузьминых и К.С.Гусаку (*ГУ ПО* «*Возрождение*»).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Rämö O.T., Haapala I.* One hundred years of rapakivi granite // Mineralogy and Petrology. 1995. Vol. 52. Iss. 3-4. P. 129-185. DOI: 10.1007/BF01163243

2. *Yakymchuk C.* On Granites // Journal of the Geological Society of India. 2019. Vol. 94. № 1. P. 9-22. DOI: 10.1007/s12594-019-1261-2

3. *Шатов В.В., Ткаченко М.А., Зубова Т.Н. и др.* Оценка перспектив рудоносности гранитоидных комплексов территории Российской Федерации на золото-медно-порфировое оруденение по результатам изотопно-геохимического изучения акцессорных цирконов // Региональная геология и металлогения. 2024. Т. 31. № 4 (100). С. 126-146. DOI: 10.52349/0869-7892_2024_100_126-146

4. *Алексеев В.И., Марин Ю.Б.* О генезисе «белых гранитов» Кестерского гарполита (Арга-Ыннах-Хайский массив, Восточная Якутия) // Записки Российского минералогического общества. 2020. Ч. 149. № 1. С. 47-63. DOI: 10.31857/S0869605520010049

5. *Алексеев В.И., Марин Ю.Б.* Акцессорный касситерит – индикатор редкометалльного петро- и рудогенеза // Записки Российского минералогического общества. 2021. Ч. 150. № 4. С. 1-37. DOI: 10.31857/S0869605521040031

6. *Алексеев В.И., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л.* Вольфрамоиксиолит в литий-фтористых гранитах Арга-Ыннах-Хайского массива, Якутия // Записки Российского минералогического общества. 2019. Ч. 148. № 3. С. 44-58. DOI: 10.30695/zrmo/2019.1483.03

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

7. *Марин Ю.Б., Смоленский В.В., Бескин С.М.* Геологическая позиция, особенности минерализации и типизации редкометалльно-редкоземельных амазонитовых пегматитов // Записки Российского минералогического общества. 2025. Т. 154. № 2. С. 3-13. DOI: 10.31857/S0869605525020018

8. *Гульбин Ю.Л., Михальский Е.В.* Моделирование минеральных парагенезисов и термобарометрия метавулканических пород серии Рукер, Южные горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148. № 5. С. 24-44. DOI: 10.30695/zrmo/2019.1485.01

9. *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб: Наука, 2011. 402 с.

10. *Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др.* Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 177-201. DOI: 10.7868/S0869590313020076

11. *Jingya Cao, Xiaoyong Yang, Jianguo Du et al.* Formation and geodynamic implication of the Early Yanshanian granites associated with W-Sn mineralization in the Nanling range, South China: an overview // International Geology Review. 2018. Vol. 60. Iss. 11-14. P. 1744-1771. DOI: 10.1080/00206814.2018.1466370

12. *Булах А.Г., Попов Г.Н., Янсон С.Ю., Иванов М.А.* Новые данные о гранитном постаменте памятника Петру I «Медный всадник» в Санкт-Петербурге // Записки Горного института. 2021. Т. 248. С. 180-189. DOI: 10.31897/PMI.2021.2.2

13. *Данильев С.М., Данильева Н.А., Исакова Е.П., Ашкар Г.Х.* Исследование трещиноватости на месторождении облицовочного камня с привлечением метода георадиолокации // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 9. С. 140-145. DOI: 10.18799/24131830/2020/9/2816

14. *Иванов М.А.* Минералогические признаки и закономерности пространственного распределения разновозрастной трещиноватости в гранитах и пегматитах месторождения «Возрождение» («Кавантсаари»), Выборгский массив // Записки Горного института. 2015. Т. 212. С. 21-29.

15. *Каменева Е.Е., Никифорова В.С.* Исследование строения порового пространства зерен щебня из гранита и габбро-долерита различной крупности // Записки Горного института. 2025. Т. 271. С. 74-83.

16. *Dempster T.J., Jenkin G.R.T., Rogers G.* The Origin of Rapakivi Texture // Journal of Petrology. 1994. Vol. 35. Iss. 4. P. 963-981. DOI: 10.1093/petrology/35.4.963

17. *Elliston J.N.* Rapakivi texture: An indication of the crystallization of hydrosilicates, II // Earth-Science Reviews. 1985. Vol. 22. Iss. 1. P. 1-92. DOI: 10.1016/0012-8252(85)90039-X

18. *Backlund H.G.* The problems of the rapakivi granites // The Journal of Geology. 1938. Vol. 46. № 38. Part 2. P. 339-396.

19. *Судовиков Н.Г.* Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л.: Наука, 1967. 118 с.

20. *Podkovyrov V.N.* Origin of rapakivi granites by stochastic modeling: Vyborg and Salmi Massifs // Mathematical Geology. 1987. Vol. 19. Iss. 7. P. 697-717. DOI: 10.1007/BF00897575

21. *Левковский Р.З.* Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.

22. *Emslie R.F.* Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations // Precambrian Research. 1991. Vol. 51. Iss. 1-4. P. 173-192. DOI: 10.1016/0301-9268(91)90100-O

23. *Heinonen A.P., Rämö O.T., Mänttäri I. et al.* Zircon as a Proxy for the Magmatic Evolution of Proterozoic Ferroan Granites; the Wiborg Rapakivi Granite Batholith, SE Finland // Journal of Petrology. 2017. Vol. 58. Iss. 12. P. 2493-2517. DOI: 10.1093/petrology/egy014

24. *Eklund O., Shebanov A.D.* The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression // Precambrian Research. 1999. Vol. 95. Iss. 1-2. P. 129-146. DOI: 10.1016/S0301-9268(98)00130-2

25. *Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T. et al.* Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil // Lithos. 2005. Vol. 80. Iss. 1-4. P. 101-129. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.03.058

26. *Heinonen A.P., Andersen T., Rämö O.T.* Re-evaluation of Rapakivi Petrogenesis: Source Constraints from the Hf Isotope Composition of Zircon in the Rapakivi Granites and Associated Mafic Rocks of Southern Finland // Journal of Petrology. 2010. Vol. 51. Iss. 8. P. 1687-1709. DOI: 10.1093/petrology/egq035

27. *Vernon R.H.* A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 2018. 442 p.

28. *Беляев А.М.* Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Выборгского массива // Вестник ЛГУ. 1983. Т. 6. № 1. С. 17-26.

29. *Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др.* Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.

30. *Haapala I.* Metallogeny of the rapakivi granites // Mineralogy and Petrology. 1995. Vol. 54. P. 149-160.

31. *Haapala I., Rämö O.T., Frindt S.* Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism // Lithos. 2005. Vol. 80. Iss. 1-4. P. 1-32. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.04.057

32. *Свириденко Л.П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск: Карельское книжное издательство, 1968. 116 с.

33. *Рогова И.В., Скублов С.Г., Березин А.В., Петров Д.А.* Геохимическая характеристика гранитов рапакиви Губановской интрузии, Выборгский массив // Вестник МГТУ. 2025. Т. 28. № 1. С. 26-37. DOI: 10.21443/1560-9278-2025-28-1-26-37

34. *Collins T.J.* ImageJ for microscopy // BioTechniques. 2007. Vol. 43. Iss. 1 (Suppl.). P. S25-S30. DOI: 10.2144/000112517

35. *Baker D.R.* Granitic melt viscosities: Empirical and configurational entropy models for their calculation // American Mineralogist. 1996. Vol. 81. № 1-2. P. 126-134. DOI: 10.2138/am-1996-1-216

36. *Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L.* Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems // Journal of Petrology. 2012. Vol. 53. Iss. 5. P. 875-890. DOI: 10.1093/petrology/egr080

37. *Weber G., Blundy J.* A Machine Learning-Based Thermobarometer for Magmatic Liquids // Journal of Petrology. 2024. Vol. 65. Iss. 4. № egae020. DOI: 10.1093/petrology/egae020

38. *Winther K.T.* A model for estimating the composition of partial melts // Mineralogy and Petrology. 1995. Vol. 53. Iss 1-3. P. 189-195. DOI: 10.1007/BF01171956

39. *Гнучев Я.Ю., Бычков Д.А., Коптев-Дворников Е.В.* Новая версия уравнения для расчета насыщенных содержаний воды в силикатных расплавах // Геохимия. 2023. Т. 68. № 9. С. 926-937. DOI: 10.31857/S0016752523090042

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

40. *Iacovino K., Matthews S., Wieser P.E. et al.* VESIcal Part I: An Open-Source Thermodynamic Model Engine for Mixed Volatile (H_2O-CO_2) Solubility in Silicate Melts // Earth and Space Science. 2021. Vol. 8. Iss. 11. № e2020EA001584. DOI: 10.1029/2020EA001584

41. *Ghiorso M.S., Gualda G.A.R.* An H_2O-CO_2 mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. Vol. 169. Iss. 6. № 53. DOI: 10.1007/s00410-015-1141-8

42. *Fiedrich A.M., Bachmann O., Ulmer P. et al.* Mineralogical, geochemical, and textural indicators of crystal accumulation in the Adamello Batholith (Northern Italy) // American Mineralogist. 2017. Vol. 102. № 12. P. 2467-2483. DOI: 10.2138/am-2017-6026

43. *Vernon R.H.* K-feldspar megacrysts in granites – Phenocrysts, not porphyroblasts // Earth-Science Reviews. 1986. Vol. 23. Iss. 1. P. 1-63. DOI: 10.1016/0012-8252(86)90003-6

44. *Vernon R.H.* Rapakivi granite problems: plagioclase mantles and ovoid megacrysts // Australian Journal of Earth Sciences. 2016. Vol. 63. Iss. 6. P. 675-700. DOI: 10.1080/08120099.2016.1241953

45. *Weihed P., Arndt N., Billström K. et al.* Precambrian geodynamics and ore formation: The Fennoscandian Shield // Ore Geology Reviews. 2005. Vol. 27. Iss. 1-4. P. 273-322. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2005.07.008

46. *Kukkonen I.T., Lauri L.S.* Modelling the thermal evolution of a collisional Precambrian orogen: High heat production migmatitic granites of southern Finland // Precambrian Research. 2009. Vol. 168. Iss. 3-4. P. 233-246. DOI: 10.1016/j.precamres.2008.10.004

47. *Puura V., Flodén T.* Rapakivi-granite-anorthosite magmatism – a way of thinning and stabilisation of the Svecofennian crust, Baltic Sea Basin // Tectonophysics. 1999. Vol. 305. Iss. 1-3. P. 75-92. DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00019-0

48. *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 // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 127. Iss. 4. P. 353-368. DOI: 10.1007/s004100050285

49. *Jiashu Rong, Fenggang Wang.* Metasomatic Textures in Granites. Springer, 2025. 172 p. DOI: 10.1007/978-981-97-1590-9

50. *Luth W.C., Tuttle O.F.* The Hydrous Vapor Phase in Equilibrium with Granite and Granite Magmas // Igneous and Metamorphic Geology. Geological Society of America, 1969. DOI: 10.1130/MEM115-p513

51. *Судовиков Н.Г.* Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. М.; Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1954. 199 с.

52. *Hibbard M.J.* Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems // GSA Bulletin. 1979. Vol. 90. № 11. P. 1047-1062. DOI: 10.1130/0016-7606(1979)90<1047:MAAMBP>2.0.CO;2

53. *Fowler A.D.* Self-organized mineral textures of igneous rocks: the fractal approach // Earth-Science Reviews. 1990. Vol. 29. Iss. 1-4. P. 47-55. DOI: 10.1016/0012-8252(0)90027-S

54. *Guo-Neng Chen, Grapes R.* Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution. Springer, 2007. DOI: 10.1007/978-1-4020-5891-2

55. *Li Xiao-Wei, Huang Xiong-Fei, Huang Dan-Feng.* Review on Application of Geobarometry for Granitic Rocks // Geological Journal of China Universities. 2011. Vol. 17. № 3. P. 415-422 (in Chinese).

56. *Pichavant M., Holtz F., McMillan P.F.* Phase relations and compositional dependence of H_2O solubility in quartz-feldspar melts // Chemical Geology. 1992. Vol. 96. Iss. 3-4. P. 303-319. DOI: 10.1016/0009-2541(92)90061-9

57. *Pichavant M., Weber C., Villaros A.* Effect of anorthite on granite phase relations: Experimental data and models // Comptes Rendus Géoscience. 2019. Vol. 351. № 8. P. 540-550. DOI: 10.1016/j.crte.2019.10.001

58. *Joyce D.B., Voigt D.E.* A phase equilibrium study in the system $KAlSi_3O_8$-$NaAlSi_3O_8$-SiO_2-Al_2SiO_5-H_2O and petrogenetic implications // American Mineralogist. 1994. Vol. 79. № 5-6. P. 504-512.

59. *Yue Liao, Chunjing Wei, Rehman H.U.* Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry // American Mineralogist. 2021. Vol. 106. № 2. P. 180-191. DOI: 10.2138/am-2020-7409

60. *Erdmann S., Rucheng Wang, Fangfang Huang et al.* Titanite: A potential solidus barometer for granitic magma systems // Comptes Rendus Géoscience. 2019. Vol. 351. № 8. P. 551-561. DOI: 10.1016/j.crte.2019.09.002

61. *Xiaoyan Li, Chao Zhang.* Machine Learning Thermobarometry for Biotite-Bearing Magmas // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2022. Vol. 127. Iss. 9. № e2022JB024137. DOI: 10.1029/2022JB024137

62. *Xue-Ming Yang.* Estimation of crystallization pressure of granite intrusions // Lithos. 2017. Vol. 286-287. P. 324-329. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.06.018

63. *Mills K.C., Karagadde S., Lee P.D. et al.* Calculation of Physical Properties for Use in Models of Continuous Casting Process-Part 1: Mould Slags // ISIJ International. 2016. Vol. 56. Iss. 2. P. 264-273. DOI: 10.2355/isijinternational.ISIJINT-2015-364

64. *Anderson J.L.* Mineral Equilibria and Crystallization Conditions in the Late Precambrian Wolf River Rapakivi Massif, Wisconsin // American Journal of Science. 1980. Vol. 280. Iss. 4. P. 289-332. DOI: 10.2475/ajs.280.4.289

65. *Eklund O., Shebanov A., Fröjdö S. et al.* A flow-foliated ignimbrite related to the Åland rapakivi granite in SW Finland // Terra Nova. 1996. Vol. 8. Iss. 6. P. 548-557. DOI: 10.1111/j.1365-3121.1996.tb00784.x

66. *Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. Vol. 95. № 1. P. 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371

Авторы: **Алексей Васильевич Березин,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия),* https://orcid.org/0000-0002-5324-5840, **Илона Владимировна Рогова,** *аспирант (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия),* i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru, https://orcid.org/0009-0004-3547-3681, **Сергей Геннадьевич Скублов,** *д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник* (*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*), *профессор* (*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия*), https://orcid.org/0000-0002-5227-4260, **Евгений Игоревич Грохотов,** *исполнительный директор проблемной лаборатории (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия),* https://orcid.org/0000-0002-4620-2383.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0