Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II»

На правах рукописи

Бабенко Иван Александрович



МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНН, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

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

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Таловина И.В.

Санкт-Петербург – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....5
ГЛАВА 1 СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КЛАССИФИКАЦИИ И ГЕНЕЗИСЕ КЕРАМИЧЕСКИХ И СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ.....10
1.1 Основные представления о классификации и генезисе пегматитов.....10
1.2 Общая характеристика керамических и слюдоносных пегматитов.....12
1.2.1 Полевошпатовые пегматиты.....13
1.2.2 Слюдоносные пегматиты.....15
1.3 Выводы по главе 1.....16
ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ.....17
2.1 Основные черты геологического строения Восточной Антарктиды.....17
2.2 Геологическое строение холмов Ларсеманн.....20
2.2.1 Геологическая изученность.....20
2.2.2 Метаморфические формации.....23
2.2.3 Тектоника.....27
2.2.3.1 Складчатые структуры.....27
2.2.3.2 Разрывные нарушения.....28
2.2.3.3 Этапы деформаций.....28
2.2.4 Интрузивные образования.....29
2.2.4.1 Граниты D_2-D_3.....29
2.2.4.2 Граниты комплекса Прогресс.....31
2.2.4.3 Пегматиты.....32
2.3 Выводы по главе 2.....34
ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....35
3.1 Гамма-спектрометрические измерения.....35
3.2 Методы исследования состава пород и минералов.....36
3.3 Изотопные методы исследования.....37
3.4 Выводы по главе 3.....39
ГЛАВА 4 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПЕГМАТИТОВ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНН.....40
4.1 Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией.....40
4.2 Керамические пегматиты с миароловыми полостями.....46
4.3 Слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом.....52
4.4 Выводы по главе 4.....56

ГЛАВА 5 ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНН 59
5.1 Кварц 59
5.1.1 Характеристика образцов и методика исследования 60
5.1.2 Результаты и обсуждение 63
5.2 Калиевый полевой шпат 69
5.2.1 Характеристика образцов и методика исследования 70
5.2.2 Результаты 73
5.2.3 Обсуждение результатов 77
5.3 Биотит 80
5.3.1 Характеристика образцов и методика исследований 80
5.3.2 Результаты 83
5.3.3 Обсуждение результатов 87
5.4 Гранат 92
5.4.1 Характеристика образцов и методика исследований 92
5.4.2 Результаты 94
5.4.3 Обсуждение результатов 99
5.5 Апатит 103
5.5.1 Характеристика образцов и методика исследований 103
5.5.2 Результаты 106
5.5.3 Обсуждение результатов 111
5.6 Выводы по главе 5 114
ГЛАВА 6 ГЕОХРОНОЛОГИЯ КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ С МИАРОЛОВЫМИ ПОЛОСТЯМИ НА ТЕРРИТОРИИ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНН 116
6.1 U-Pb датирование апатита 116
6.1.1 Метод ID-TIMS 116
6.1.2 Метод LA-ICP-MS 119
6.2 Поздняя термальная история района холмов Ларсеманн по данным апатит-трекового анализа 121
6.3 Выводы по главе 6 124
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 125
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ 126
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 127
ПРИЛОЖЕНИЕ А Координаты отбора образцов 145
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Состав породообразующих и акцессорных минералов 148

ПРИЛОЖЕНИЕ В Акт внедрения.....173

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Проблема происхождения и эволюции пегматитов на протяжении длительного времени занимает важное место в геологических исследованиях [3, 4, 6, 8, 10, 11, 12, 17, 18, 30, 25, 32,33, 38, 45, 50, 53, 84, 86, 122, 130, 152]. Изучение особенностей формирования пегматитовых расплавов, их источников и закономерностей эволюции имеет важное значение для решения вопросов генезиса месторождений многих полезных ископаемых, связанных с пегматитами.

Холмы Ларсеманн на территории Восточной Антарктиды характеризуются широким развитием различных типов пегматитов, классификация которых долгое время не имела однозначного подхода [91, 81, 198, 142, 181, 210]. Находки новых, ранее не описанных пегматитов с миароловыми полостями, а также пегматитов с необычными минеральными ассоциациями позволяют по-новому взглянуть на вопросы их генезиса, эволюции и систематики.

Степень разработанности темы исследования

Геологическое строение территории изучалось советскими и далее российскими, австралийскими, индийскими и китайскими геологами [9, 15, 16; 20, 23, 24, 26-28, 36, 37, 60, 73, 77, 78, 87, 91, 96, 110, 114, 142, 163, 164, 169, 180, 185, 192, 194, 206]. В результате проведённых исследований было установлено, что формирование пегматитов холмов Ларсеманн связано с процессами частичного плавления одного или нескольких протолитов, происходивших в раннем палеозое во время нескольких деформационных событий, связанных с Пан-Африканским орогенезом [79, 112, 142, 210]. На основании структурно-геологического положения пегматитовых тел и их связи с отдельными этапами деформаций были выделены различные генерации пегматитов [91].

Минералогические и геохимические особенности и возраст отдельных типов пегматитов холмов Ларсеманн остаются фрагментарно изученными, а некоторые вопросы их генезиса сохраняют дискуссионный характер. Новые минералого-геохимические и изотопно-геохимические данные, полученные в результате наших исследований, позволяют дополнить существующую типизацию пегматитов холмов Ларсеманн, уточнить их возраст, особенности формирования и эволюции, а также выявить новые закономерности и особенности поведения редких и редкоземельных элементов в процессах пегматитообразования.

Предмет исследования – минералого-геохимические и изотопно-геохимические особенности пегматитов.

Объект исследования – породы и минералы пегматитов холмов Ларсеманн, Восточная Антарктида.

Цель работы – типизация пегматитов по особенностям их минерального состава, уточнение P-T условий формирования и возраста пегматитовых жил.

Идея работы заключается в использовании индикаторных характеристик состава минералов пегматитов для уточнения их типизации и условий формирования.

Поставленная в диссертационной работе цель достигается посредством решения следующих **задач**:

1. Установление закономерностей размещения пегматитовых тел холмов Ларсеманн и выявление их минеральных ассоциаций.

2. Изучение химического состава минералов и использование их типохимических особенностей для типизации пегматитов и установления условий их формирования.

3. Изучение изотопно-геохронологических особенностей минералов пегматитов с миароловыми полостями.

Научная новизна работы

Впервые установлены особенности размещения и внутреннего строения пегматитов холмов Ларсеманн, а также дана подробная характеристика их минерального состава.

Впервые получены данные по содержанию и закономерностям распределения редких и редкоземельных элементов в породообразующих и акцессорных минералах (калиевый полевой шпат, кварц, биотит, гранат и апатит), сквозных для пегматитов холмов Ларсеманн. Показано, что особенности состава этих минералов отражают основные закономерности эволюции и P-T условия формирования пегматитов.

На основании комплекса морфологических, структурно-текстурных, минерально-геохимических и изотопно-геохимических критериев уточнена типизация пегматитов холмов Ларсеманн.

Для Восточной Антарктиды впервые описаны керамические пегматиты с миароловыми полостями и определен возраст их формирования, составивший около 519 млн лет.

Соответствие паспорту специальности

Содержание диссертации соответствует паспорту научной специальности 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых по пунктам:

1 «Минералогия земной коры и глубинных геосфер Земли, ее поверхности и дна водоемов; минералогия внеземных объектов; минералогия техногенных образований; биоминералогия»,

2 «Физика, химия и термодинамика минералов, современные физикохимические методы исследования минералов»;

3 «Генетическая минералогия, исследование парагенезисов минералов и эволюции минералогенеза в природных и техногенных системах; экспериментальная минералогия»;

13 «Изучение химического состава природного вещества в геологических и связанных с ними системах (земной коре, глубинных геосферах Земли, гидросфере, атмосфере, техносфере,

внеземных объектах, живом веществе) и процессах, исследование состояния, форм нахождения, закономерностей распространенности и поведения (распределения, концентрирования, фракционирования) химических элементов и их изотопов»;

18 «Выявление, изучение и геологическая интерпретация ассоциаций химических элементов, характерных для продуктов различных геологических процессов, включая месторождения полезных ископаемых»;

19 «Изучение закономерностей эволюции геохимических процессов в геологической истории Земли и истории ее биосферы, разработка прогнозного аспекта геохимических исследований»;

20 «Теория и методы изотопной геохронологии».

Теоретическая и практическая значимость работы

Результаты диссертационного исследования могут быть использованы при дальнейших геологических исследованиях смежных территорий Восточной Антарктиды. Полученные данные по минералого-геохимическим особенностям пегматитов могут применяться при сопоставлении и прогнозной оценке пегматитовых полей, являющихся источниками керамического и слюдяного сырья, а также в учебных курсах «Генетическая минералогия», «Минеральная термобарометрия» и «Изотопная геохимия». Полученные результаты использовались при составлении программы работ, проведении полевых геологических исследований и составлении отчётных материалов в рамках 71-й и 72-й Российских антарктических экспедиций (2025-2026 гг.) и проекта № FSRW-2024-0003 Санкт-Петербургского горного университета императрицы Екатерины II.

Получен акт о внедрении результатов диссертации при написании разделов отчёта по проблемам корреляции Восточно-Антарктического сегмента с сопредельными территориями в эволюции магматической активности в ФГБУ «ВНИИОкеангеология» от 5 июня 2026 г. (Приложение В).

Методология и методы исследований

Основой диссертационного исследования послужил каменный материал, отобранный автором в ходе полевых работ в составе 70-й и 71-й Российской антарктической экспедиции (2024-2026 гг.) на территории холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида). Автором детально изучено более 50 пегматитовых тел и сформирована коллекция, включающая 123 образца пегматитов и вмещающих пород. Химический состав минералов изучался методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик О.Л. Галанкина, 99 ан.). Определение содержания редких и редкоземельных элементов в калиевых полевых шпатах (30 ан.), кварце (34 ан.), биотите (14 ан.) и гранате (22 ан.) выполнено методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-

Технологического института РАН (аналитики Е.В. Потапов и С.Г. Симакин). Изотопно-геохимические исследования фторапатита выполнены методом ID-TIMS в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI (аналитик Н.Г. Ризванова, 7 определений) и методом LA-ICP-MS в лаборатории изотопно-аналитической геохимии Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск, аналитик Ю.А. Бишаев, 37 определений).

Положения, выносимые на защиту:

1. Среди пегматитов холмов Ларсеманн выделяются две формационные группы: полевошпатовая (керамическая), представленная пегматитами с хризоберилловой минерализацией и пегматитами с миароловыми полостями, и слюдоносная, представленная плагиоклазовыми пегматитами с крупнокристаллическим мусковитом.

2. Закономерные вариации примесного состава калиевого полевого шпата и биотита от периферии к центру в телах керамических пегматитов холмов Ларсеманн (накопление Rb и снижение K/Rb) отражают кристаллизационную дифференциацию расплавов, а снижение содержания Ti при накоплении Ge в кварце и отклонение отношения Y/Ho во фторапатите от хондритовых значений свидетельствуют о возрастании роли гидротермальных процессов на поздней стадии формирования пегматитов с миароловыми полостями.

3. Возраст формирования керамических пегматитов с миароловыми полостями по результатам изотопного датирования фторапатита составляет 519 ± 4 млн лет, что соответствует деформационному событию D_4 позднего этапа Пан-Африканского тектоно-магматического цикла.

Степень достоверности результатов исследования подкреплена представительным геологическим материалом, отобранным автором на территории холмов Ларсеманн; применением современных методов исследования, обработки и интерпретации данных.

Апробация результатов проведена на 5 научно-практических мероприятиях с докладами, в том числе на 3 международных; за последние 3 года принято участие в 5 научно-практических мероприятиях с докладами, в том числе на 3 международных:

1. XIII Международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» (10-12 декабря 2024 г., г. Москва);

2. IX Молодёжная конференция «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» (1-3 октября 2025 г., г. Санкт-Петербург);

3. Девятая Всероссийская молодёжная тектонофизическая школа-семинар «Современная тектонофизика. Методы и результаты» (20-24 октября 2025 г., г. Москва);

4. VII международная конференция молодых ученых и специалистов памяти А.П. Карпинского «Геология XXI века – передовые технологии и научно-методическое обеспечение регионального геологического изучения недр Российской Федерации» (24-27 марта 2026 г., г. Санкт-Петербург);

5. III Международная научная конференция «Добрецовские чтения: наука из первых рук», посвященная 90-летию со дня рождения академика Н.Л. Добрецова (29 июня-8 июля 2026 г., г. Новосибирск – Горный Алтай).

Личный вклад автора заключается в постановке и реализации задач исследования, обосновании научных положений; проведении полевых исследований и отборе каменного материала, микроскопическом изучении пород, обработке аналитических данных и интерпретации результатов.

Публикации. Результаты в достаточной степени освещены в 4 печатных работах, в том числе в 4 статьях - в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus (пункты списка литературы № 1, 14, 48, 63).

Структура работы. Диссертация состоит из оглавления, введения, 6 глав с выводами по каждой из них, заключения, списка сокращений и условных обозначений, списка литературы, включающего 211 наименований, и 3 приложений. Диссертация изложена на 173 страницах машинописного текста, содержит 83 рисунка и 24 таблицы.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю - д.г.-м.н., профессору И.В. Таловиной за всестороннюю поддержку и руководство работой, а также д.г.-м.н., доценту С.Г. Скублову, д.г.-м.н., профессору, члену-корреспонденту РАН Ю.Б. Марину и д.г.-м.н., доценту Ю.Л. Гульбину за ценные консультации и рекомендации. За проведение аналитических исследований и помощь в обработке результатов автор благодарит О.Л. Галанкину, Н.Г. Ризванову, Ю.А. Бишаева, А.Ф. Хохрякова, Е.В. Потапова, С.Г. Симакина, В.А. Попова и Л.П. Касаткину.

ГЛАВА 1 СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КЛАССИФИКАЦИИ И ГЕНЕЗИСЕ КЕРАМИЧЕСКИХ И СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Пегматиты холмов Ларсеманн в Восточной Антарктиде представляют собой образования, сформированные в условиях гранулитового и амфиболитового метаморфизма в ходе поздних этапов Пан-Африканского орогенного события. На раннем этапе исследований среди изученных пород предварительно выделялись пять разновидностей, условно обозначенных как боросиликатные, редкометалльные, калишпатовые, камерные и мусковитовые пегматиты [1]. Последующее детальное изучение показало, что данная типизация объединяла образования, различающиеся по своему составу и петрографической принадлежности: часть ранее отнесённых к пегматитам пород классифицирована как граниты, а среди собственно пегматитов в настоящей работе выделяются три типа: керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией, керамические пегматиты с миароловыми полостями и слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом. Для определения положения изучаемых пегматитов среди аналогичных образований мира и уточнения их генетической принадлежности в данной главе рассмотрены современные подходы к классификации и генезису пегматитов данных формационных групп.

1.1 Основные представления о классификации и генезисе пегматитов

Согласно современным представлениям, пегматиты представляют собой крупно- и гигантозернистые породы преимущественно гранитного состава, характеризующиеся неоднородным строением и тенденцией к проявлению зональности. Для этих пород характерны повышенные концентрации летучих компонентов, редких и рассеянных элементов, а также широкое развитие редкой и акцессорной минерализации [5, 32, 35, 136].

Происхождение пегматитов относится к одной из наиболее дискуссионных проблем в геологии, в обсуждении которой принимали участие крупнейшие геологи XX и XXI веков. В различные периоды предлагались магматические, метасоматические, гидротермальные и метаморфические модели их формирования [10, 17, 18, 25, 32, 33, 38, 45, 50]. Наиболее широкое распространение в настоящее время получила точка зрения, согласно которой пегматиты формируются из остаточных гранитных расплавов, возникающих при кристаллизации гранитных интрузий либо в результате процессов анатексиса и регионального метаморфизма [85, 86, 135, 136, 177, 183].

Из-за своей широкой распространённости и высокого значения для современной промышленности (керамическое производство, радио- и микроэлектроника, аэрокосмическая промышленность, ювелирное дело и прочее) пегматиты с давних пор являлись объектом активного изучения и разработки. Уже с конца XIX – начала XX века предпринимались

многочисленные попытки классифицировать столь разнообразные и сложные по строению породы, а также установить особенности их генезиса и эволюции.

В 1960 г. А.И. Гинзбург и Г.Г. Родионов установили корреляцию между типом пегматитов и глубиной их формирования. Они показали, что редкоземельные пегматиты (ортитовые, монацитовые) образуются в условиях максимальных глубин (>8 км), слюдоносные – в условиях больших глубин (5-8 км), редкометалльные – на средних (умеренных) глубинах (4-5 км), хрусталеносные – на малых глубинах (2-4 км) [10]. Для каждой из четырех выделенных формаций была установлена их приуроченность к метаморфическим комплексам определенной фации метаморфизма. Разделение пегматитов по глубинам их формирования было подтверждено комплексом геологических наблюдений [25] и легло в основу большинства современных подходов к классификации пегматитов, как отечественных, так и зарубежных. Так как каждая классификация по мере накопления новых данных требует пересмотра и совершенствования, в последующих работах корректировались глубины [11] и добавлялись отдельные новые формации (например, мусковит-редкометалльных пегматитов с глубиной формирования 5-6 км) [38]. Термин «редкоземельные пегматиты» оказался не очень удачным и в отечественной литературе используется редко, так как среди разновидностей наиболее глубинных пегматитов редкоземельные имеют подчинённое значение [30].

Общепринятой в западном мире на текущий момент является классификация пегматитов П. Черни [86], также основанная на предложенном А.И. Гинзбургом и соавторами разделении пегматитов по глубине их образования. Выделяются классы абиссальных, мусковитовых, редкометалльных (в англоязычной литературе именуемых редкоэлементными) и миароловых пегматитов. Абиссальные и мусковитовые пегматиты формируются в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации и чаще всего представляют собой анатектические выплавки [85]. В классификации П. Черни среди абиссальных пегматитов выделяется четыре подкласса, различающихся по характеру редкометалльной и редкоземельной минерализации. Подклассы AB–HREE, AB–LREE и AB–U выделяются на основе соотношений Nb, Y, REE, U и Th и отличаются преобладанием различных акцессорных минералов. Главным образом, Nb–Y–REE-оксидов, фосфатов редкоземельных элементов или собственных минералов урана и тория. Отдельно выделяется подкласс AB–BBe, объединяющий пегматиты, обогащённые B и Be и содержащие высокобарические минеральные ассоциации с редкими боро- и бериллийсодержащими минералами. Именно к данному подклассу наиболее близки некоторые пегматиты холмов Ларсеманн.

Одной из наиболее удачных классификаций пегматитов, которая развивалась на идеях А.И. Гинзбурга одновременно с развитием этих идей П. Черни с 1990 по 2007 гг., стал комплексный труд В.Е. Загорского, В.М. Макагона, Б.М. Шмакина, В.А. Макрыгиной,

Л.Г. Кузнецова, И.С. Перетяжко «Гранитные пегматиты» (в пяти томах) [17, 18, 30, 53]. На основе обобщения литературных данных по пегматитам, а также в результате прямого изучения разнообразных пегматитов по всему миру, авторы предложили модифицированную многоуровневую систематику пегматитов. По комплексу геологических и термобарических данных выделены три большие группы формаций – низких, умеренных и высоких давлений (глубин). Первая группа низких давлений (< 2,5 кбар), подобно П. Черни, объединяет миароловые пегматиты с хрусталем или самоцветами и редкометалльно-редкоземельную (Y, Nb, Ta) формации. В группе умеренных давлений (2-5 кбар) выделяется редкометалльная формация, которая в зависимости от условий образования подразделяется на две подформации – петалитовую (3,5-2 кбар) и сподуменовую (5-3 кбар). В группу высоких давлений (>5 кбар) входят слюдоносная, уран-редкоземельная и полевошпатовая (безрудная, керамическая) формации, иногда уран-редкоземельная и полевошпатовая формации могут быть объединены в, так называемый, редкоземельный тип пегматитов [25]. На следующем уровне формации подразделяются на геохимические эволюционные ряды, в названия которых введены редкие металлы и летучие компоненты, концентрирующиеся в виде собственных минералов в пегматитовых телах. Для каждого эволюционного ряда характерен свой набор парагенетических типов пегматитов.

Широкое развитие процессов высокотемпературного метаморфизма в Восточной Антарктиде способствовало широкому распространению анатектических пегматитов на этой территории, в особенности пегматитов керамической и слюдоносной формаций, к которым принадлежит основная часть пегматитов холмов Ларсеманн. Общая геологическая характеристика таких образований будет подробно рассмотрена в следующем разделе.

1.2 Общая характеристика керамических и слюдоносных пегматитов

Слюдоносные и керамические пегматиты являются синорогенными образованиями и формируются на глубинах от 7 до 11 км (слюдоносная формация) и более 11 км (полевошпатовая (керамическая) формация). Эти пегматиты связаны с анатектическими расплавами и приурочены к породам амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Как правило, они представлены жилами и линзовидными телами простого строения, характеризующимися отсутствием зональности или её слабым проявлением. В большинстве случаев это безрудные пегматиты обычного кварц-полевошпатового состава, содержащие акцессорные минералы с повышенными концентрациями радиоактивных и редкоземельных элементов (ортит, ксенотим и др.) [17].

В своей работе [92] Т. Диттрих с соавторами рассматривают распределение возрастов для главных пегматитовых полей и гранитов. Так как механизмы происхождения рассмотренных ими пород и керамических, а также слюдоносных пегматитов часто схожи, данная схема отражает и

глобальное возрастное распределение пиков формирования анатектических пегматитов (рисунок 1). Отчётливо видно, что пики пегматитообразования совпадают с ростом процессов корового магматизма и хорошо коррелируют с циклами сборки суперконтинентов, предложенных Д. Брэдли [74]. Наибольшее число пегматитов было внедрено в раннем палеозое около 525 млн лет назад, что совпадает со временем сборки суперконтинента Гондвана [115]. Пегматиты холмов Ларсеманн также были сформированы в это время [63, 181, 210].

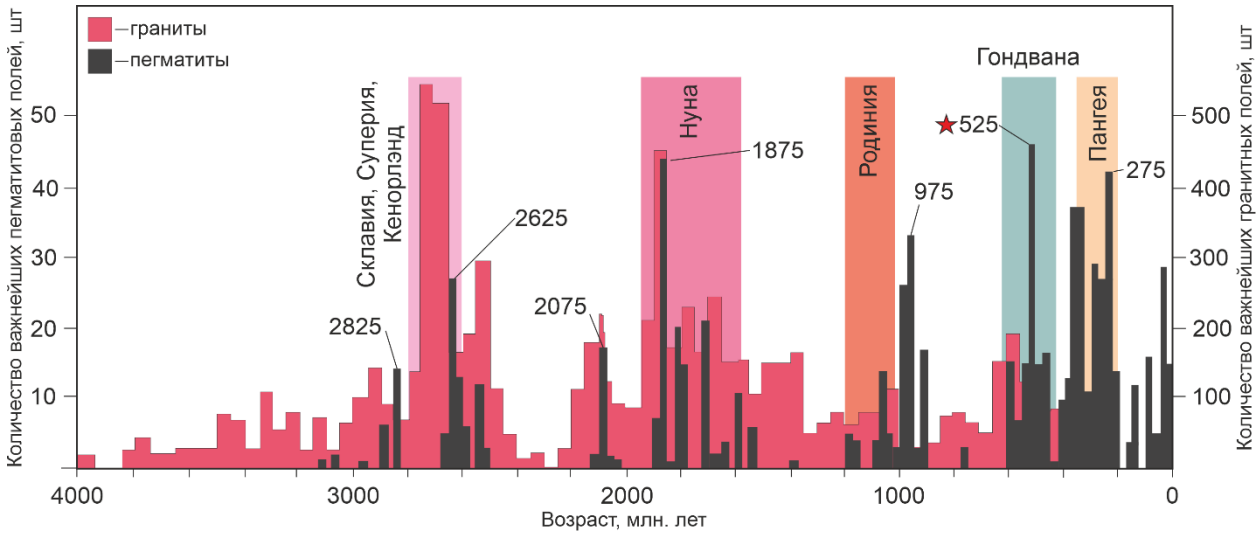

Рисунок 1 – Возраст формирования важнейших пегматитовых и гранитных полей. Цветные столбики соответствуют времени сборки суперконтинентов. Красной звездой на схеме показано положение времени формирования пегматитов холмов Ларсеманн относительно одного из глобальных пиков пегматитообразования (на основе [92])

1.2.1 Полевошпатовые пегматиты

Полевошпатовая (керамическая) формация по условиям образования соответствует редкоземельной формации А.И. Гинзбурга и Г.Г. Родионова [10] и абиссальному классу пегматитов П. Черни [86]. Эти пегматиты распространены гораздо шире пегматитов других формаций и встречаются в метаморфических комплексах пород по всему миру, тяготея к зонам мигматитов и анатектических гранитов древних щитов: Балтийскому, Украинскому, Алданскому и др. По абсолютному возрасту среди керамических пегматитов явно преобладают докембрийские. Как правило, керамические пегматиты являются достаточно бесперспективными в отношении минерального сырья, кроме керамического. Однако в них часто присутствуют акцессорные минералы, содержащие U, Th, REE, что позволило Б.М. Шмакину и соавторам [53] выделять такие пегматиты в отдельный уран-редкоземельный эволюционный ряд. Ввиду отсутствия широкого промышленного интереса к минерализации такого рода изученность пегматитов полевошпатовой (керамической) формации достаточно ограничена [53]. Пегматиты данной формации могут встречаться в виде согласных и секущих жил и линз длиной от нескольких до сотен метров, при разной мощности, от первых сантиметров (как, например,

некоторые пегматиты Верхнего Побужья на Украине) до нескольких десятков метров (например, жила им. Чкалова в Северной Карелии), часто залегая группами в виде параллельных или кулисообразно расположенных тел [53]. Эти пегматиты не имеют пространственной и генетической связи с какими-либо гранитными массивами.

Контакты таких пегматитов не всегда четкие. Чаще всего подобные пегматиты незональные. Однако периодически фиксируются и явно зональные образования, например, пегматиты «первого типа» на Слюдянском пегматитовом поле или некоторые пегматиты Алданского щита [53]. В подавляющем большинстве случаев характерно наличие кварцевого ядра и нескольких зон с различной крупностью кристаллов. При этом наиболее часто дифференцированы жилы мощностью от нескольких метров. Процессы альбитизации и другие метасоматические явления, а также околожильные изменения среди пегматитов полевошпатовой формации проявлены слабо.

Минеральный состав пегматитов данной формации сходен и, чаще всего, однообразен: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, гранат, кордиерит, турмалин, апатит, циркон, монацит, ксенотим, алланит, титанит, рутил, магнетит, пирит, халькопирит, уранинит, торит, чевкинит, хлорит [10, 53].

В крайне редких случаях, среди пегматитов керамической формации обнаруживаются миароловые пустоты с хорошо оформленными кристаллами разных минералов. Например, жила Большая Панфилова в Северной Карелии [53] и жила им. Чкалова, в которых описаны идиоморфные кристаллы мориона, кальцита, альбита, серицита и апатита. В штате Керала (Индия) также известен пример развития небольших миарол в пегматитах Бонакорд, относимых к высокобарической полевошпатовой формации, в которых наряду с кристаллами полевых шпатов и кварца встречаются хризоберилл, берилл, топаз и циркон [18]. На территории холмов Ларсеманн керамические пегматиты с миароловыми полостями также представляют один из таких редких примеров (см. главу 4).

Среди керамических пегматитов в классификации В.Е. Загорского и соавторов отдельно выделяются пегматиты необычного состава, специфика которых определяется наличием в них значительных количеств нехарактерных для обычных гранитных пегматитов высокомагнезиальных, высокоглинозёмистых и высококальциевых минералов (корунд, шпинель, флогопит, дравит, андалузит, дистен, силлиманит, кордиерит, сапфирин, суринамит, таафеит, дюмортьерит и др.) либо присутствием минералов, которые даже в акцессорных количествах привлекают к таким пегматитам повышенный интерес (изумруд, хризоберилл и т.д.). Подобная специфика обусловлена, чаще всего, процессами взаимодействия кислых расплавов с резко контрастной по составу вмещающей средой [53, 55, 109]. Пегматиты необычного состава, содержащие подобную минерализацию, соответствуют боро-бериллиевому

(BBe) подклассу пегматитов абиссального класса, выделяемого в классификации П. Черни [86]. Такие пегматиты описаны на Байкало-Патомском нагорье, Восточном Саяне, Хамар-Дабане, Енисейском Кряже, Урале, Памире [42], в Карелии, Чехии, Финляндии, Гренландии, США [141], Мадагаскаре и др. Интересно, что такие пегматиты были отмечены и в Антарктиде на Земле Эндерби [110]. Подобно другим керамическим пегматитам пегматиты необычного состава не имеют глубинного источника и внедрены в богатые алюминием парагнейсы или метапелиты, содержащие, среди прочего, кордиерит, силлиманит, альмандин-пироп и/или сапфирин [110]. Пегматиты необычного состава пользуются ограниченным распространением и, как правило, достаточно слабо изучены. Эти образования известны от архея [110] до неогена [55], встречаясь, главным образом, в виде маломощных секущих жил и линз, сопровождаемых «эшелонами» более распространённых полевошпатовых пегматитов.

Пегматиты необычного состава могут быть слабо зональными, зональными и незональными. В отдельных случаях подобные пегматиты могут иметь небольшие (как правило, до 10 см, редко более) миароловые пустоты. Например, в пегматитах Эйдсволл (Норвегия) были описаны пустоты с кристаллами ванадиевых зелёных бериллов. На территории юго-западного Памира, в жиле Музейной были обнаружены занорыши с горным хрусталём, мусковитом, апатитом, магноколумбитом, кордиеритом и дравитом [53].

Среди пегматитов холмов Ларсеманн также есть тела, заметно отличающиеся от классических пегматитов по морфологии, минеральному составу и условиям формирования. Для этих пород типичны приуроченность к резко контрастной по составу высокометаморфизованной среде и особая высокоглинозёмистая минеральная ассоциация. На территории оазиса Ларсеманн такие образования выделяются в отдельный тип – керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией. Они подробно рассматриваются в главе 4.

1.2.2 Слюдоносные пегматиты

Среди слюдоносных пегматитов, главным образом, выделяются две субформации: мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые.

Мусковитовые пегматиты чаще всего связаны с теми зонами, где карбонатно-пелитовые осадки подвергаются метаморфизму амфиболитовой фации. В.Е. Загорский с соавторами, опираясь на состав главных полевых шпатов, выделяет два вида таких пегматитов: двуполевошпатовые и плагиоклазовые. Двуполевошпатовые пегматиты соответствуют инъекционным пегматитам по Б.М. Шмакину (1976) [54] и позднесинкинематическим пегматитам по классификации Ю.М. Соколова (1970) [46]. Плагиоклазовые пегматиты, в свою очередь, относятся к первично-метаморфическим и послемагматическим [52].

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты отличаются заметно более развитой акцессорной минерализацией. В них описаны берилл, колумбит и касситерит [17, 39].

На территории холмов Ларсеманн также установлены пегматиты, в минеральном составе которых преобладают плагиоклаз и кварц при значительном содержании мусковита. По составу полевых шпатов и характеру слюдяной минерализации они сопоставляются с плагиоклазовым типом мусковитовых пегматитов и в настоящей работе выделяются как слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом. Особенности их геологического положения, строения и минерального состава подробно рассмотрены в главе 4.

1.3 Выводы по главе 1

Рассмотрение современных подходов к классификации пегматитов и сопоставление пегматитов холмов Ларсеманн с аналогичными образованиями других регионов позволяют сделать следующие выводы:

1. Условия залегания, минеральный состав и внутреннее строение пегматитов холмов Ларсеманн позволяют выделить среди них образования полевошпатовой (керамической) и слюдоносной формаций по классификации В.Е. Загорского с соавторами, соответствующие абиссальному классу классификации П. Черни.

2. Формирование пегматитов холмов Ларсеманн происходило в раннем палеозое и соответствует одному из глобальных пиков пегматитообразования, связанному со временем сборки суперконтинента Гондвана.

3. С учётом минерального состава, особенностей строения и характера минералогической специализации среди пегматитов холмов Ларсеманн выделены три типа: керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией, керамические пегматиты с миароловыми полостями и слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом.

ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Основные черты геологического строения Восточной Антарктиды

2.1.1 Геологическая изученность

Антарктида – последний открытый человеком континент. Её систематическое геологическое изучение началось лишь во второй половине XX века, практически одновременно с освоением космоса. Вследствие обширного ледяного покрова, суровых климатических условий и логистических ограничений степень геологической изученности региона остаётся крайне низкой и по сей день: по современным оценкам, детальные геолого-геофизические исследования охватывают менее 0.2% его площади [24, 26, 27, 99].

Первые краткие геологические описания Антарктиды относятся к началу XIX века и связаны с экспедицией Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева в южнополярный регион в 1819-1821 гг. [97]. Вслед за открытием новых земель в антарктические воды начали регулярно заходить промысловые и научные суда различных стран, часть которых проводила и геологические наблюдения. Первые высадки человека на берега Восточной Антарктиды относятся к 1930-1931 годам - периоду активного китобойного промысла [49]. В это время с бортов норвежских китобойных судов были описаны отдельные участки Земли Королевы Мод, Берега Принцессы Астрид и Берега Кемпа. В этот же период были проведены и первые геологические наблюдения, а также собрана первая коллекция образцов горных пород.

Дальнейшее изучение Восточной Антарктиды связано с возросшим международным интересом к южному континенту в начале XX века. На рубеже XIX и XX веков началась так называемая «Героическая эпоха антарктических исследований», обусловленная как научными задачами, так и политическими амбициями отдельных государств. Основными результатами «Героической эпохи» стали первые комплексные исследования континента, достижение южного географического и магнитного полюсов, составление подробных карт побережий, а также накопление значительного объёма географических, климатических и биологических данных, послуживших основой для последующего изучения региона. Несмотря на то, что геология не была приоритетной задачей большинства ранних экспедиций, к концу этого периода были получены важные сведения по гляциологии, стратиграфии, петрологии и палеонтологии, позволившие заложить основу для систематического исследования Антарктиды в будущем.

Новый этап в изучении этой территории начался в середине XX века и был связан с Международным геофизическим годом (1957-1958 гг.), ознаменовавшим переход к систематическим научным исследованиям. С этого времени активное участие в изучении геологии континента принимают учёные различных государств, включая Россию, Австралию, США, Китай, Индию, Великобританию, ЮАР, Норвегию, Новую Зеландию и др. С этого времени

благодаря работам отечественных и зарубежных геологов был собран обширный материал по геологическому строению Восточной Антарктиды, составлены сводные геологические и тектонические карты региона [9, 15, 16, 23, 26, 28, 31, 36, 37, 72, 78, 91, 96, 99, 148, 185, 192].

В геологическом отношении Восточная Антарктида представляет собой область консолидации нескольких архей-палеопротерозойских ядер (древних протократонов) и окружающих их областей мезо- и неопротерозойских складчатых комплексов (рисунок 2) [114].

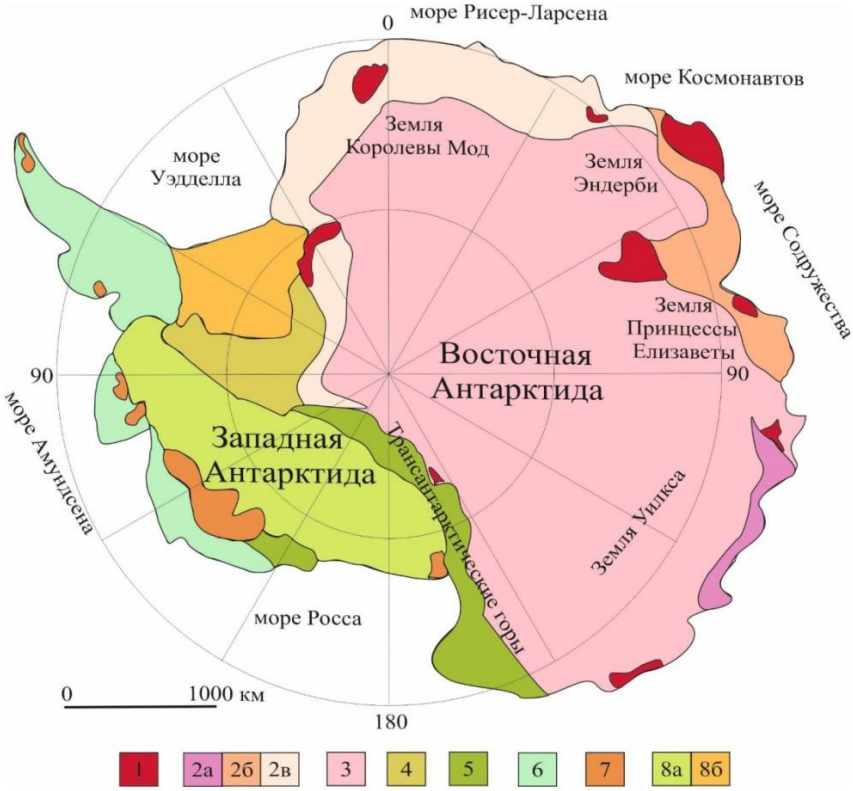

Рисунок 2 – Тектоническая схема Антарктиды (по [114] с упрощениями): 1 – архейские кратоны; 2 – протерозойские орогены, развивавшиеся: а – 1800–1150, б – 1400–900, в – 1150–900 млн лет назад; 3 – недифференцированный докембрийский фундамент; 4 – внутриплитные складчатые зоны; 5 – Росский ороген (600–500 млн лет); 6 – складчатый пояс Западной Антарктиды (антарктическое продолжение Андского пояса) – полифазная орогенная система, состоящая из фанерозойских магматических дуг; 7 – позднекайнозойская вулканическая провинция; 8 – рифтогенные осадочные бассейны: а – пермо-триасовый, б – позднемезозойско-кайнозойский

Исследуемая территория расположена в пределах Восточно-Антарктического кратона в центральной части побережья индийского сектора Южного океана на территории Земли Принцессы Елизаветы. Геологическая история этого региона отражает многостадийную эволюцию континентальной коры Восточной Антарктиды, включающую осадконакопление в архее и мезопротерозое, тектоно-термальные события Гренвильского и Пан-Африканского орогенезов, выразившиеся в высокотемпературной метаморфической переработке

мезопротерозойских отложений, а также внедрение син- и посторогенных гранитоидов в раннем палеозое [31].

С точки зрения тектоники региона, в его фундаменте отчетливо выделяется два структурных яруса [37]: нижний (преимущественно архейский) и верхний (протерозойско-раннепалеозойский). Между нижним и верхним ярусами фундамента предполагается существование крупного структурного несогласия. Нижний, наиболее распространенный структурный ярус сложен глубоко метаморфизованными породами и представляет собой типичный кристаллический фундамент, формирование которого завершает кратонизацию земной коры большинства древних платформ на рубеже архея и протерозоя. В составе этого яруса выделяются гумбольдтский и инзельский комплексы [37]. Первый из них объединяет породы серии Ларсеманн, имеющие архейский возраст и характеризующиеся метаморфизмом гранулитовой фации с наложением парагенезисов амфиболитовой фации; он слагает большинство надледных и подледных выходов фундамента на исследуемой территории. Инзельский комплекс, сформированный в условиях амфиболитовой фации, развит за пределами исследуемой территории на ограниченной площади в районе уступа Моусон и на крайнем юге региона. Возраст этого комплекса оценивается как позднеархейский, так как в нем локализованы гнейсовидные граниты с возрастными диапазонами 3200-2500 млн лет. Верхний ярус широко развит на исследуемой территории. Он включает позднепротерозойско-раннепалеозойскую серию Содружества.

Формирование кристаллического фундамента на территории Земли Принцессы Елизаветы протекало в интервале 4000-2500 млн лет. На конечных этапах формирования фундамента происходило интенсивное развитие интрузивных процессов, обусловленных явлениями реоморфизма и селективного плавления и выразившихся в появлении массивов чарнокитоидов. Около 2000 млн лет назад развитие авлакогенов завершилось развитием складчатости и метаморфизмом вулканогенно-осадочных формаций нижнего-среднего протерозоя, с образованием эпикратонных складчатых сооружений. В ходе гренвильского орогенеза (около 1000 млн лет назад), связанного со сборкой суперконтинента Родиния, кристаллический фундамент кратона пережил этап активизации, что привело к широкому проявлению траппового магматизма с образованием многочисленных интрузий базитового состава. Около 550-500 млн лет назад на завершающем этапе сборки суперконтинента Гондвана, кристаллический фундамент региона снова испытал тектоно-магматическую активизацию (Пан-Африканский орогенез) (рисунок 3), вследствие чего на территории Земли Принцессы Елизаветы и смежной ей земли Мак-Робертсона появились небольшие штокообразные и куполовидные тела малых интрузий гранитоидов, сопровождаемых обильными пегматитовыми жилами [31, 37].

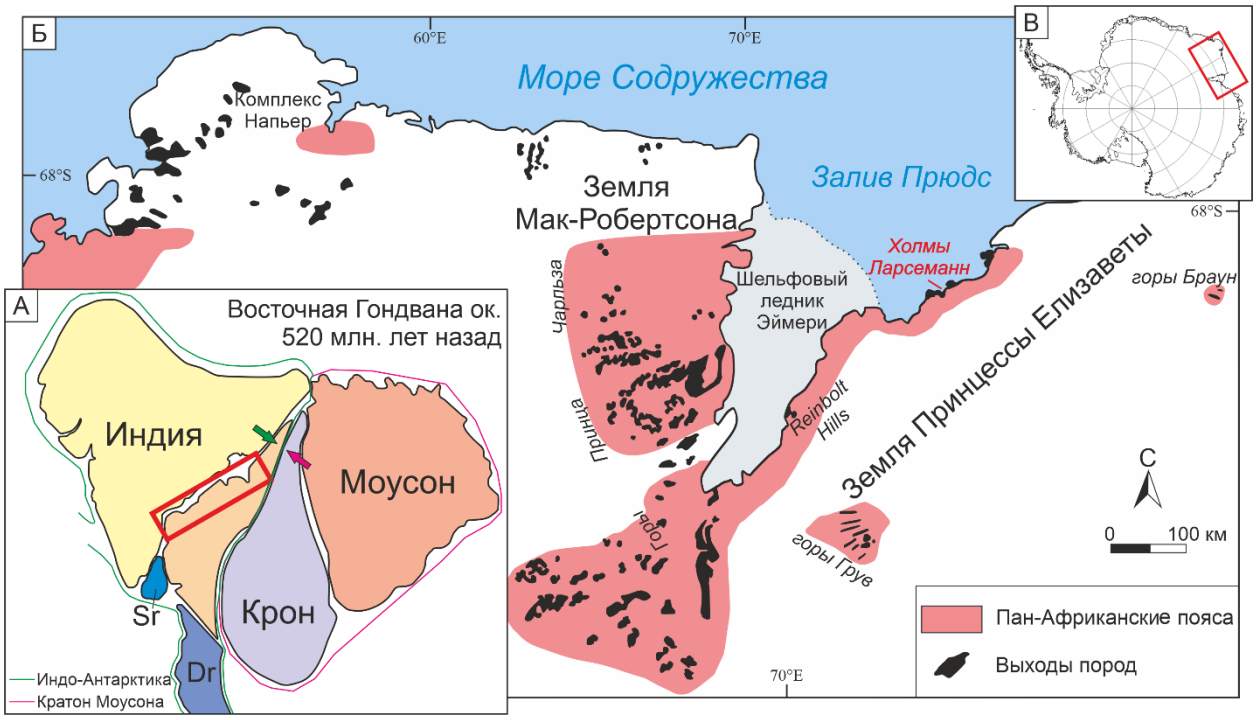

Рисунок 3 – (А) Схема, иллюстрирующая «сборку» суперконтинента Гондвана около 520 млн лет назад; (Б) Пан-Африканские пояса на территории Земли Мак-Робертсона и Земли Принцессы Елизаветы; (В) – Положение изучаемой территории на современной карте Антарктиды. Sr – Шри Ланка; Dr – Земля Королевы Мод (на основе [115]).

2.2 Геологическое строение холмов Ларсеманн

2.2.1 Геологическая изученность

Холмы Ларсеманн расположены на берегу Ингрид Кристенсен, Земля Принцессы Елизаветы в Восточной Антарктиде (рисунок 4).

Изучаемый район представляет собой группу скалистых полуостровов и островов площадью около 50 км^2, свободных от покровного оледенения и снега и разделенных небольшими морскими бухтами и фьордами (рисунок 5). В пределах оазиса расположены Антарктические станции Прогресс (Россия), Жуньшань (Китай), Бхарати (Индия), Лоу-Бейс (Австралия).

Холмы Ларсеманн были открыты в феврале 1935 года норвежской китобойной экспедицией [47, 88]. Первичные описания оазисов, а также первые аэрофотоснимки и топографические карты были получены дальнейшими экспедициями в сезоне 1936–1937 годов. В этот же период, вероятно, были проведены и первые геологические наблюдения, а также собрана первая коллекция образцов горных пород [88]. Изучение геологии Земли Принцессы Елизаветы, на которой расположены холмы Ларсеманн, и сопредельной Земли Мак-Робертсона впервые было начато советскими геологами в 1956–1957 гг. [28].

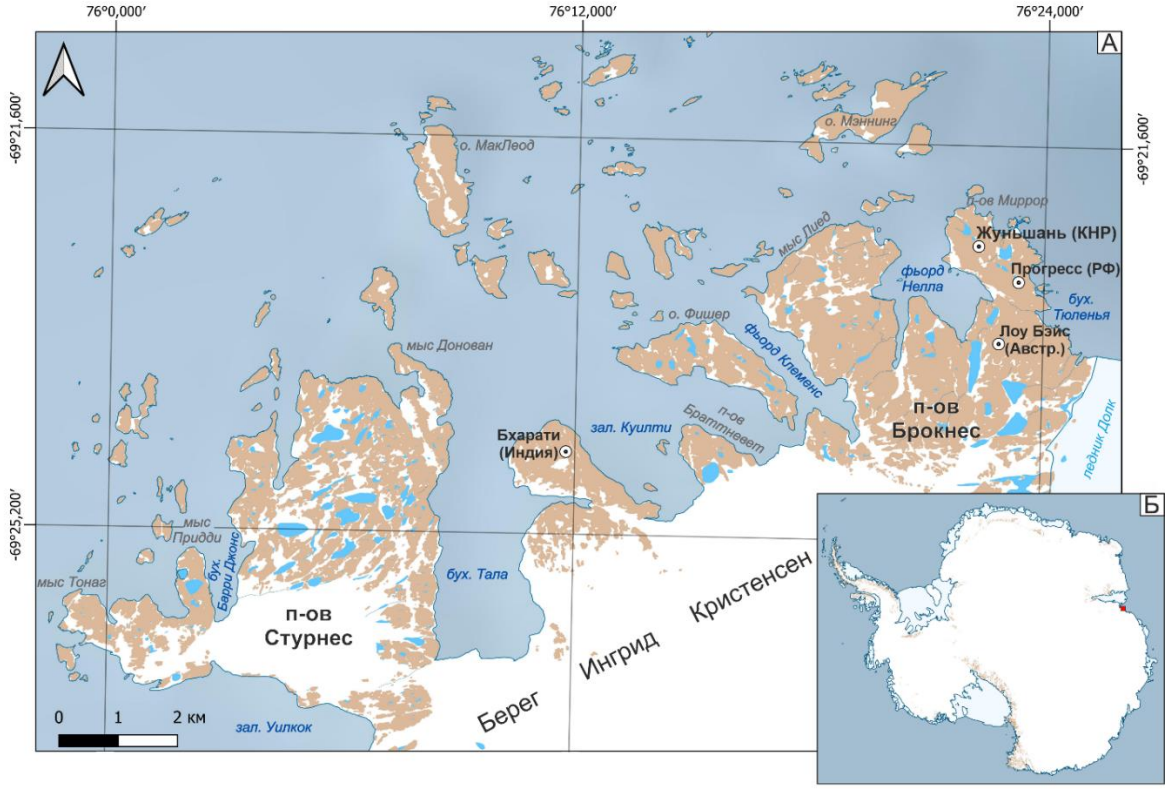

Рисунок 4 – (А) Обзорная схема холмов Ларсеманн и изучаемый район (врезка Б) на карте Антарктиды. При создании схемы использовались материалы цифровой базы данных SCAR (версия 7.0) международного геоинформационного проекта Quantarctica 3.2 (составлено автором)



Рисунок 5 – Типичный ландшафт холмов Ларсеманн (фьорд Джонстон, п-ов Стурнес) (фото автора)

Существенный вклад в развитие представлений о геологии этой части Антарктиды внесли М.Г. Равич, Е.Н. Каменев, Д.С. Соловьёв, а также сотрудник Горного университета – П.С. Воронов. В течение нескольких лет были проведены первые геоморфологические наблюдения, выполнена аэрофотосъёмка побережья и изданы первые топографические карты [26, 28]. Вплоть до 90-х годов отечественные геологические и геофизические исследования носили региональный характер и охватывали широкий регион Земли Принцессы Елизаветы и сопредельной ей Земли Мак-Робертсона. Детальные геологические исследования оазиса впервые были проведены советскими специалистами в 1990–1991 и 1997–1998 гг., на основании чего позже были составлены крупномасштабные геологические карты [26]. В 2020–2022 гг. (66 РАЭ) сотрудники ФГБУ «ВНИИОкеангеология» под руководством Г.Л. Лейченкова провели изучение четвертичных отложений и геоморфологии оазиса Ларсеманн. В результате работ была составлена карта четвертичных отложений масштаба 1:25 000 и схема разрывных нарушений [28]. Значимым этапом в исследовании оазиса стало бурение в 2023–2024 гг. (69 РАЭ) первой скважины с отбором керна из подледниковых пород для изучения геологии коренного ложа, выполненное российскими геологами при участии китайских коллег [27]. С 2024 года активное изучение геологического строения данной территории проводится специалистами Санкт-Петербургского горного университета [14, 48].

Значительный вклад в детальное изучение геологии холмов Ларсеманн внесли западные исследователи, прежде всего австралийские геологи, активно работающие в Восточной Антарктиде. В 1958 г. холмы Ларсеманн посетил с магнитометрическими исследованиями австралийский геофизик Филипп Лоу [28]. После, с конца 1980-х годов в этом районе началась крупномасштабная геологическая съёмка под руководством К. Стюве, К. Карсона, Ф. Диркса, американского специалиста Э. Грю и других [76, 77, 79-81, 91, 106-108, 110-113, 142, 181, 185]. В течение следующих 15 лет геологической съемкой была охвачена практически вся территория оазиса. В результате работ было установлено, что в пределах холмов Ларсеманн преобладают два комплекса пород: мезопротерозойский и неопротерозойский, внутри которых выделено множество различных литологических субформаций. Несмотря на сохраняющиеся вопросы относительно взаимного положения и статуса некоторых толщ, предложенное разделение до настоящего времени широко используется и положено в основу современных геологических моделей региона. Кроме того, были уточнены возраст и термобарические параметры метаморфизма в протерозое и раннем палеозое, а также предложены первичные геодинамические реконструкции исследуемой территории. В 2007 году на основании накопленного материала в Австралии была издана подробная геологическая карта холмов Ларсеманн в масштабе 1:25 000 [78], ставшая основой последующих отечественных и зарубежных исследований.

С 1990-2000-х годов активное изучение оазиса проводится также китайскими и индийским геологами [59, 60, 65, 73, 103, 115, 143, 163-165, 169, 173, 180, 193-195, 199, 200, 206, 210, 211]. В период с 2014 по 2017 гг. индийские специалисты провели крупномасштабную геологическую съёмку ключевых участков холмов Ларсеманн: полуостровов Стурнес и Грувнес (2014, масштаб 1:2000) [103], полуострова Стинер (2016), полуострова Браттневет (2016, 1:2000), острова Фишер (2017, 1:2500) [143], а также более мелких островов Мэннинг, МакЛеод и скал Браттстранд. Эти работы позволили существенно уточнить геологическое строение района, его литологию и стратиграфию.

2.2.2 Метаморфические формации

На геологической карте (рисунок 6) видно, что территория оазиса, в основном, сложена мезо- и неопротерозойскими орто- и парагнейсами верхне-амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, которые прорываются единичными телами гранитов. В отличие от многих других оазисов Восточной Антарктиды, в геологическом разрезе холмов Ларсеманн практически полностью отсутствуют фанерозойские комплексы пород.

Породы *нерасчлененного архейского гранито-гнейсового комплекса* не обнажаются на исследуемой территории, но частично проявлены на островах к западу от оазиса в районе лагеря Эймери, где выделяется 11 пачек метаморфитов различной литологии: гиперстен-биотит-гранатовые плагиогнейсы, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотит-гранатовые плагиогнейсы, пироксеновые и амфиболовые мигматизированные плагиогнейсы, гранатовые плагиогнейсы, эндербиты, гранулиты и др. Суммарная мощность архейских пород на основании суммирования частных разрезов и с учетом геофизических данных оценивается в 10-12 км [37].

Выделение стратифицированных метаморфических образований на территории оазиса основано преимущественно на литостратиграфических признаках в соответствии с геологической картой масштаба 1:25 000 [78]. Границы между формациями и субформациями проводились с учётом литологического состава, структурно-текстурных особенностей, минеральных парагенезисов, а также пространственной морфологии тел. Описания даются на основе предшествующих работ [81, 91, 180, 181, 193-195], а также результатов собственных полевых наблюдений. Выделяются три основные формации пород – ортогнейсы формации Сёстрен, формация мезопротерозойских ортогнейсов и гранулитов, а также метаосадочные образования формации Браттстранд.

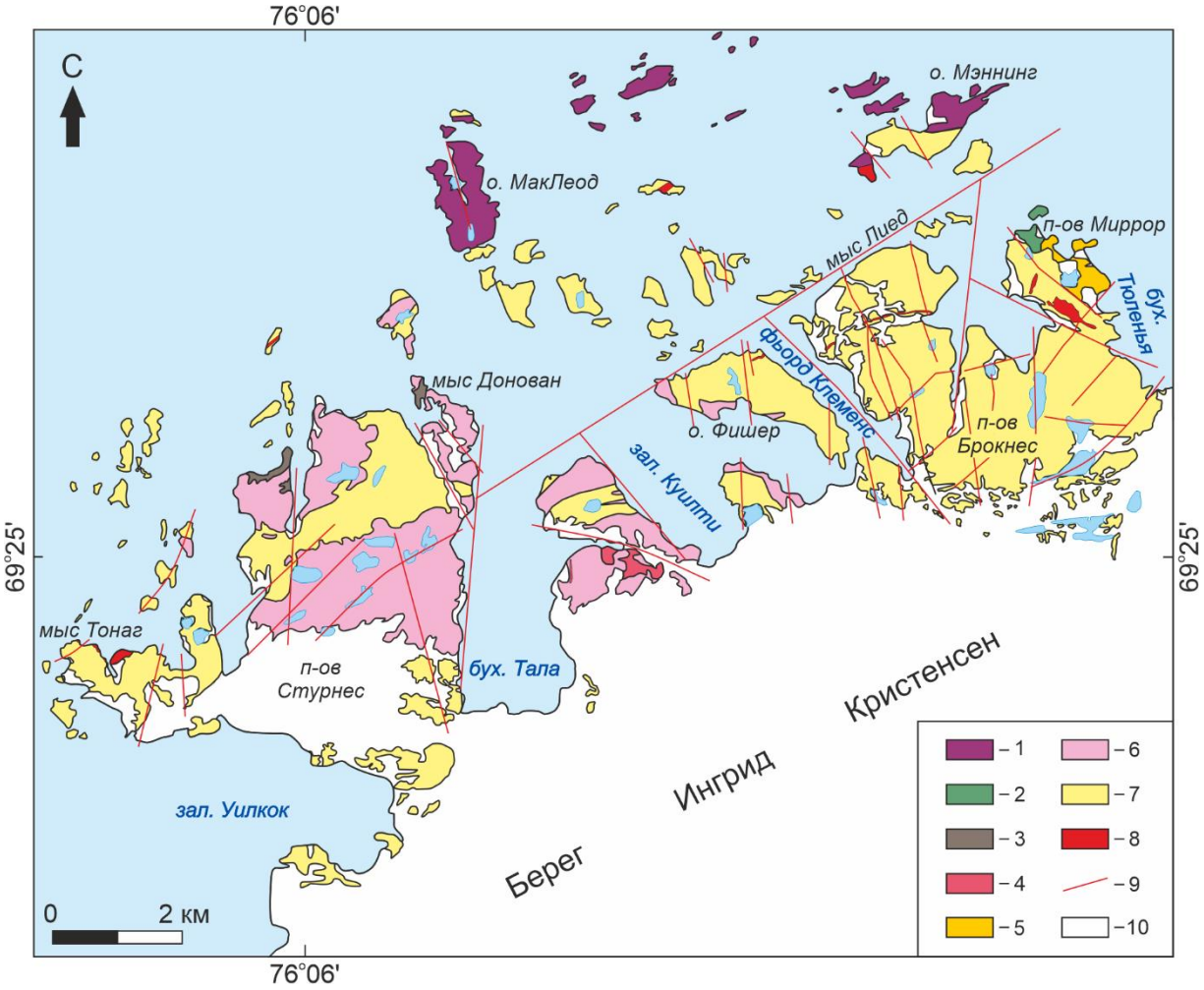

Рисунок 6 – Схематическая геологическая карта холмов Ларсеманн (по [28, 78, 185, 210], с упрощениями): мезопротерозойские породы: 1 –биотит-гранат-ортопироксеновые ортогнейсы формации Сёстрён с прослоями пироксен-биотитовых метабазитов и редкими линзами кислого состава, 2 – пироксен-амфиболовые мафические гранулиты формации Нелла; мезо- и неопротерозойские породы: 3 –гранат-кордиерит-биотитовые ортогнейсы формации Джонстон, 4 –тоналитовые ортогнейсы формации Грувнес, 5 –ортогнейсы формации Жуньшань, 6 – ортогнейсы формации Бланделл, 7 – нерасчленённые метаосадочные породы формации Браттстранд; 8 – раннепалеозойские граниты комплекса Прогресс; 9 – линеаменты; 10 – ледниковый покров

Коренные выходы пород *формации Сёстрён* представлены биотит-гранат-ортопироксеновыми ортогнейсами с прослоями пироксен-биотитовых метабазитов и редкими линзами кислого состава [78]. На территории оазиса эти породы распространены на северных островах. Считается, что они подстилают метаосадочные образования формации Браттстранд. Возраст протолита этих пород по данным U-Pb датирования оценивается в 1126 ± 13 млн лет [112].

Мезопротерозойские ортогнейсы и гранулиты включают в себя несколько различных по составу и возрасту субформаций, представленных темноцветными пироксен-амфиболовыми мафическими гранулитами Нелла (рисунок 7) возрастом 1100 млн лет и более молодыми (ок. 940 млн лет) лейкократовыми гранат-кордиерит-биотитовыми ортогнейсами Джонстон, тоналитовыми ортогнейсами Грувнес, кварц-полевошпатовыми гнейсами Жуньшань (рисунок 8) и гранат-биотитовыми ортогнейсами Бланделл.



Рисунок 7 – Пироксен-амфиболовые мафические гранулиты формации Нелла: а – вид в обнажении, б – эталонный образец (фото автора)



Рисунок 8 – Ортогнейсы формации Жуньшань: а – вид в обнажении, б – эталонный образец (фото автора)

Наиболее широким распространением характеризуются ортогнейсы субформации Бланделл, выполняющие значительную часть полуостровов Стурнес и Гровнес. В отличие от них, породы остальных субформаций развиты локально. Например, выходы мафических гранулитов Нелла и лейкогнейсов Жуньшань описаны на северо-востоке полуострова Миррор, а толщи ортогнейсов Джонстон встречаются в северной и центральной частях полуострова Стурнес.

Метаосадочные образования *формации Браттстранд* объединяют биотит-силлиманит-кордиеритовые метапелиты с магнетитом (рисунок 9), различные парагнейсы и кварциты (рисунок 10), тесно парагенетически связанные между собой как в возрастном, так и в пространственном отношении. Эти породы широко распространены на всей территории оазиса. Это, как правило, светлоокрашенные, среднекристаллические, слабо полосчатые, полосчатые и массивные породы. В составе пород данной формации широко развиты мигматиты строматитового, птигматитового (рисунки 10в, 10г), флебитового и глыбового типов. Данные породы являются протолитами и вмещающими для многочисленных пегматитов, изучаемых в данной работе. Согласно К. Чен с соавторами [87], а также К. Карсон и др. [78, 79], эти породы интерпретируются как продукты высокотемпературного метаморфизма глинистых и песчано-глинистых осадков.

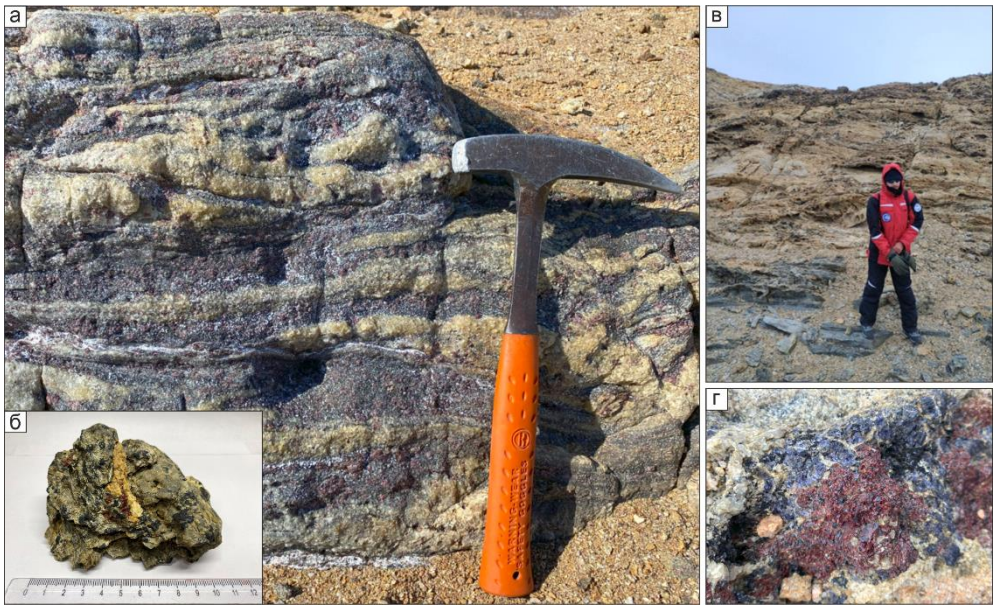

Рисунок 9 – Биотит-силлиманит-кордиеритовые метапелиты с магнетитом субформации «Синие гнейсы»: а – вид в обнажении, б – эталонный образец, в – контакт метапелитов и парагнейсов, г – коронарные структуры кордиерита вокруг кристаллов граната (фото автора)

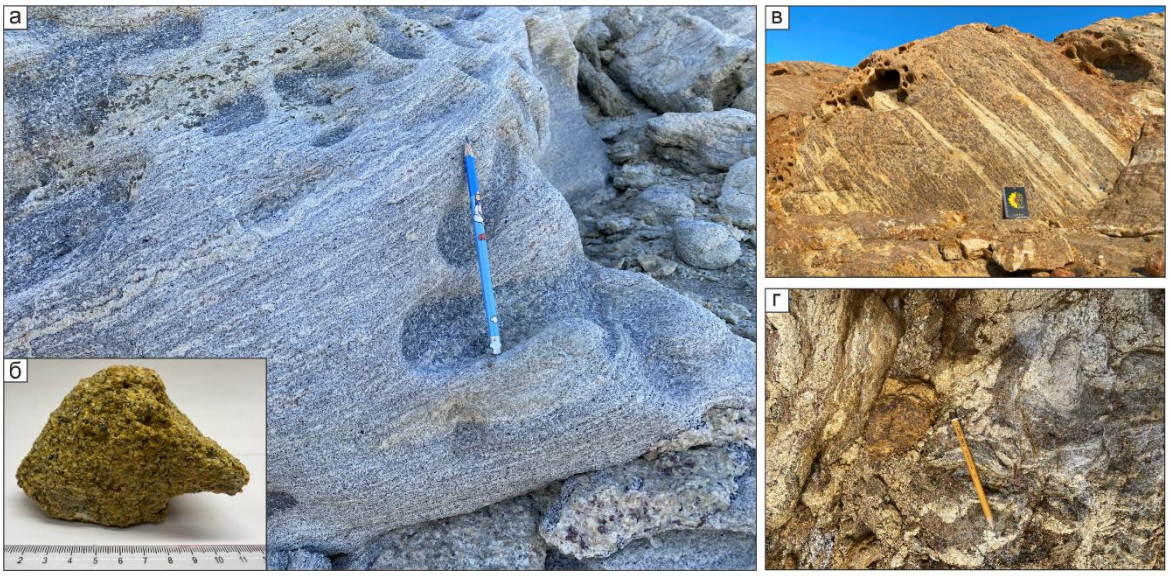

Рисунок 10 – Парагнейсы субформации Брокнес (формация Браттстранд): а – вид в обнажении, б – эталонный образец, в – зона строматитовой мигматизации, г – зона птигматитовой мигматизации (фото автора)

Подобно другим подобным образованиям, породы формации Браттстранд характеризуются обогащённостью фосфором и бором [78, 80, 106, 110], выражающейся в широком развитии фосфатных (фторапатит) и редких боросиликатных минералов (турмалина, призматина, грандидьерита и др.) [107, 108, 111, 113, 163, 165], которые периодически могут играть роль породообразующих. Максимальный возраст осадконакопления оценивается в 1000-934 млн лет по данным U–Pb SHRIMP-датирования детритовых цирконов [112, 194, 206, 211]. Возраст метаморфизма остаётся неуточнённым, но, вероятно, соответствует позднепротерозойским событиям, аналогично другим породам региона.

2.2.3 Тектоника

Холмы Ларсеманн характеризуются сложным геологическим строением, отражающим многократные пликативные и дизъюнктивные деформации метаморфических толщ и интрузивных тел, связанных с последовательными этапами тектонической эволюции региона [185].

2.2.3.1 Складчатые структуры

Согласно К. Стюве и др. [185] на территории холмов Ларсеманн метаморфические породы образуют крупную региональную коленообразную складчатую систему крутопадающую на юго-запад и осложнённую складками более высоких порядков (с размахом крыльев первые сотни и десятки метров) порядков. Эти складки имеют изоклинальный характер с почти вертикальным падением крыльев. Складчатость более высоких порядков (с размахом крыльев от десятков сантиметров до первых метров) проявлена на участках развития мигматитов в породах формации

Браттстранд. В ядрах подобных складок периодически отмечаются тёмноокрашенные мелкокристаллические амфибол-пироксеновые ортогнейсы метабазитового состава.

2.2.3.2 Разрывные нарушения

В пределах оазиса проявлены две системы разломов. Первая преобладающая система характеризуется структурами северо-восточного простирания, широко развитыми на западе оазиса (п-ов Стурнес). Вторая включает разломы северо-западного простирания в восточной части оазиса (п-ова Брокнес и Стинер), контролирующие крупные интрузии гранитов [91]. К зонам разломов приурочены интрузии пегматитов и зоны милонитизации.

2.2.3.3 Этапы деформаций

Согласно данным структурного картирования метаморфических формаций оазиса [77, 79, 91, 185, 198], породы холмов Ларсеманн испытали четыре этапа деформаций. Наиболее значительными были деформации, связанные с этапами D_2 и D_3, в ходе которых метаморфизм достиг гранулитовой фации.

О самом раннем этапе деформаций D_1 известно немного. Предполагается, что в результате данной деформации в ходе процессов Гренвильского орогенеза (около 1100-900 млн лет назад) [181] происходило надвигообразование, проявленное в чередовании пород основания и осадочного чехла [78, 79]. С этим периодом (980-970 млн лет назад) также соотносится внедрение большого числа интрузий кислого и основного составов [199].

С этапом D_2 связано формирование преобладающей сланцеватости и полосчатости в метапелитах и ортогнейсах (S_2) [79]. Выделяется два стурктурных типа полосчатости, связанной с деформацией D_2: (1) зоны с относительно линейной и типично гнейсовой сланцеватостью (например, породы в районе бухты Тюленья), (2) зоны, в которых ранняя сланцеватость S_2 формирует сложную складчатую поверхность. В ходе второго этапа превалировали сжимающие условия, что определило формирование крупных лежачих изоклинальных складок (F_2), осложнённых складками как минимум пятью генераций [79, 185]. В период D_2 происходила интенсивная мигматизация пород и внедрение интрузий гранитного состава [81] при температурных условиях 6-7.5 кбар и температурах 800-860 °С [180]. Предполагается, что деформация D_2 связана с транспрессионным событием. По данным М. Шах и др. [173] эта деформация имела место около 530 млн лет назад.

С этапом D_3 связывается формирование разломов, зон дробления и рассланцевания, секущих ранее образованные складки F_2. Проявленная в них сланцеватость (S_3) накладывается на более раннюю. К зонам рассланцевания часто приурочены мелкие дайки гранитного состава [210]. Температурные условия на данном этапе составляли 700-750 °С, а значения давления находились в интервале 3-4.5 кбар [180]. Образование таких зон связывается с процессами сумберидионального растяжения в ходе Пан-Африканского орогенеза [79].

Растяжение продолжилось и на четвёртом этапе (D_4), во время которого были сформированы небольшие (до 20 см мощностью) трещины и, по-видимому, несколько более поздние зоны милонитизации, развивающиеся вдоль крутопадающих пегматитовых жил [77, 79, 210], наиболее проявлены такие милониты в западной части полуострова Брокнес. Примерно в это же время предполагается внедрение относительно крупных интрузивных тел гранитов комплекса Прогресс [142, 181]. Деформации этапа D_4 происходили в условиях амфиболитовой фации при ретроградных условиях декомпрессии до 3-3.5 кбар и охлаждения до 550-650 °C [180]. С этим соотносится развитие в породах биотита, эпидота и хлорита в условиях понижения температур.

2.2.4 Интрузивные образования

2.2.4.1 Граниты D_2-D_3

На территории холмов Ларсеманн широко распространены жильные и линзовидные гранитоидные тела, формирование которых связано с деформационными событиями D_2–D_3. В предшествующих исследованиях эти образования традиционно описывались как ранняя генерация пегматитов [77, 79, 106, 181, 198]. Следует учитывать, что в ранних работах термин «пегматит» трактовался широко и охватывал различные продукты частичного плавления, включая лейкосомы метаморфических пород [91]. Однако проведённое минералого-петрографическое изучение показало, что сравнительно небольшой размер слагающих их минеральных зёрен (1-4 мм) и отсутствие характерной для пегматитов внутренней зональности не позволяют относить данные тела к пегматитам. В настоящей работе они рассматриваются как граниты S-типа.

Граниты D_2–D_3 образуют линзовидные и жильные тела, мощность которых обычно не превышает 1 м. Преимущественно они залегают согласно с полосчатостью вмещающих гнейсов. Для них характерны относительно равномерная зернистость и отсутствие выраженной внутренней зональности (рисунок 11).

Граниты D_2–D_3 представляют собой породы бежевой или оранжеватой окраски (рисунок 12). Эти породы состоят из калиевого полевого шпата (30-40%), плагиоклаза №11-32 (20-30%), кварца (25-35%) и биотита (5-10%). В качестве акцессорных минералов установлены гранат, силлиманит, магнетит, апатит, циркон, рутил, а также редкие боросиликаты – дюмортьерит, призматин, грандидьерит, боралсилит и турмалин [142, 198] (рисунок 13). Структура пород гипидиоморфнозернистая гранитовая, преимущественно средне- и крупнозернистая; текстура массивная.



Рисунок 11 – Дайкообразное тело гранитов D_2-D_3 на точке наблюдения 64 (п-ов Стурнес, холмы Ларсеманн) (фото автора)

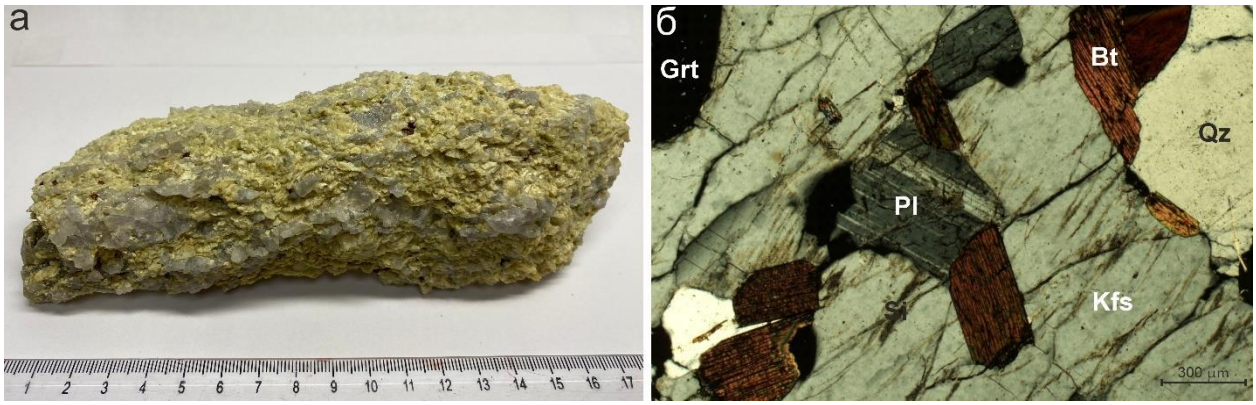

Рисунок 12 – Макрофотография образца (а) и фотография шлифа (б) гранита D_2-D_3 (образец 117/5): Kfs – калиевый полевой шпат, Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Bt – биотит, Grt – гранат (составлено автором)

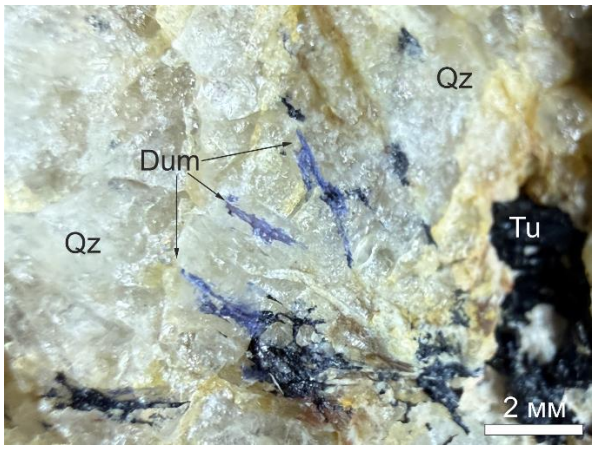

Рисунок 13 – Кристаллы дюмортьерита в граните D_2-D_3 (образец 61/3): Qz – кварц, Bt – биотит, Dum – дюмортьерит, Tu – турмалин (составлено автором)

По мнению К. Карсона с соавторами [79], данные тела были сформированы в результате частичного плавления, сопровождавшего декомпрессию от пиковых условий около 0.7 ГПа и

800 °C до 0.4–0.5 ГПа и 750 °C, предшествуя формированию других распространённых на территории оазиса гранитов комплекса Прогресс, так как установлено, что жильные тела гранитов Прогресс секут граниты D_2–D_3 [142]. Опубликованные изотопные датировки гранитов D_2–D_3 характеризуются значительным разбросом. По результатам U-Pb изучения циркона Ш. Зонг с соавторами [210] определили интервал их образования от 562 до 534 млн лет, тогда как С. Спрейтсер в результате U-Pb датирования монацита получил значения 578–546 млн лет [181].

2.2.4.2 Граниты комплекса Прогресс

Метаморфические породы, слагающие территорию холмов Ларсеманн, также прорываются светлыми, розовато-серыми биотитовыми гранитами Прогресс (рисунок 14), относящимися к гранитам S-типа [81, 91].

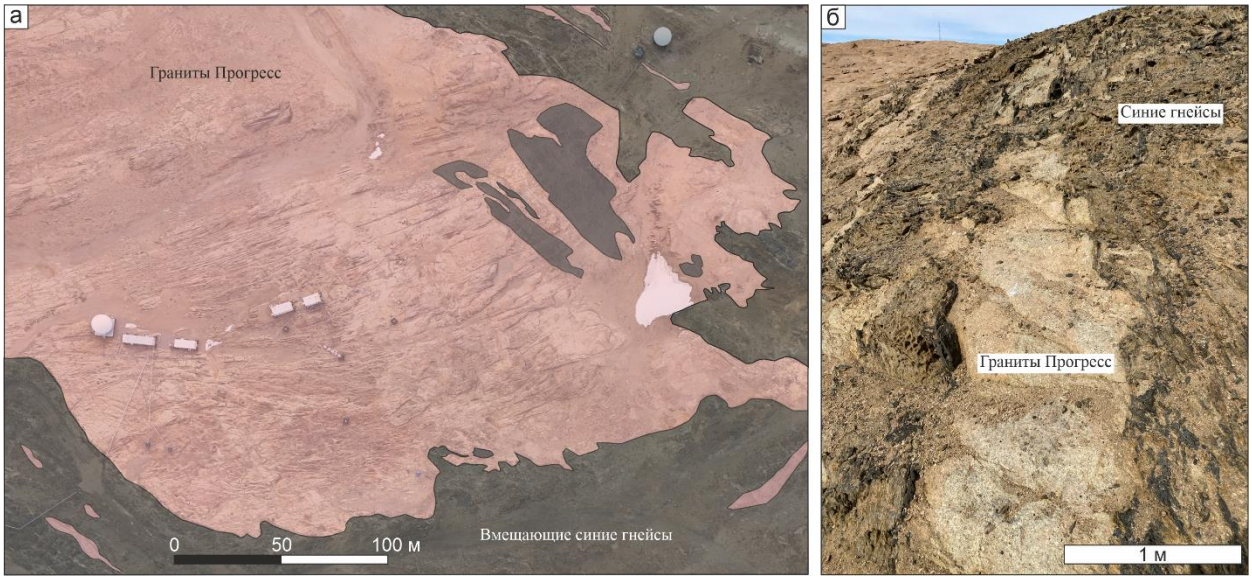

Рисунок 14 – Послойно-инъекционный характер контактов гранитов Прогресс с вмещающими породами субформации синие гнейсы: а – на ортофотплане, б – вид в обнажении (составлено автором)

Наиболее протяжённое (900×200 м) тело гранитов наблюдается в южной части полуострова Миррор, где граниты залегают среди высокоглинозёмистых метапелитов и парагнейсов формации Браттстранд (см. рисунок 6). Данное тело отличается параллельной ориентировкой к полосчатости вмещающих метаморфитов и часто ассимилирует их вблизи контактов. Кроме того, протяженное (около 1800 м) дайкообразное тело гранитов Прогресс западного простирания выявлено на полуострове Брокнес, где оно пересекает его центральную часть и продолжается далее западнее на остров Фишер. Форма и ориентация дайки, а также её пересечение ранее деформированных толщ, указывают на то, что ее внедрение происходило после этапов пластической деформации.

Контакты гранитных тел с вмещающими метаосадочными породами преимущественно интрузивные, но местами отмечаются переходные, послойно-инъекционные контакты, с частичной ассимиляцией вмещающих пород в контактной зоне (см. рисунок 14).

Эти породы состоят из кварца (30-35%), плагиоклаза №25 (15-30%), калиевого полевого шпата (30-50%) и биотита (3-10%). В качестве акцессорных минералов отмечаются гранат, циркон, апатит, монацит, титанит. Структура пород средне- и крупнокристаллическая, бластогипидиоморфнозернистая, порфировидная; текстура массивная (рисунок 15).



Рисунок 15 – Граниты Прогресс: а – вид в обнажении, б – эталонный образец (фото автора)

Возраст гранитов формации Прогресс, установленный по данным U–Pb-датирования цирконов, составил 514–516 млн лет [81].

2.2.4.3 Пегматиты

Одна из первых попыток систематизации пегматитов была предпринята в работе Ф. Диркса и соавторов [91], в которой было выделено тринадцать (не считая подтипы) генераций пегматитов: от наиболее ранних гренвильских (ок. 1000 млн лет) до наиболее поздних Пан-Африканских образований (ок. 500 млн лет). Такое большое количество выделенных генераций, как было отмечено выше, объясняется тем фактом, что под термином «пегматит» авторами понимались все новообразованные продукты частичного плавления, в том числе и лейкосомы метаморфических толщ. Их выделение было часть подхода, ориентированного на структурно-метаморфическую реконструкцию эволюции района, в котором авторов интересовала не столько петрология пегматитов и других анатектических образований, сколько их взаимосвязь с различными этапами деформации региона. Такая типизация пегматитов, а также особый подход

в выделении деформационных событий в статье Ф. Диркса вызывает сложности в корреляции как деформационных событий, так и сопутствующим им пегматитов.

Впоследствии многочисленные пегматитовые тела (рисунок 16) как правило группировались в несколько основных типов, соответствующих деформационным событиям D_1-D_4, описанным в работах [77, 106, 112, 142, 198, 210].



Рисунок 16 – Пегматитовая жила на территории холмов Ларсеманн (фото автора)

В середине 1990-х гг. К. Карсон с соавторами выделили две основные генерации образований, традиционно относившихся к пегматитам и связанных соответственно со стадиями деформаций D_2–D_3 и D_4 [77]. Петрографическая принадлежность тел D_2–D_3 в настоящей работе пересмотрена: они отнесены к гранитам и охарактеризованы в разделе 2.2.4.1. Поэтому далее рассматриваются только собственно пегматиты, представленные телами генераций D_4 и post-D_4.

Генерация пегматитов D_4 соответствует позднедеформационной стадии орогенеза и представляет собой секущие жилы мощностью до 20-30 см. Местами они пересекают граниты D_2–D_3 [142]. Предполагается, что данные пегматиты были внедрены в интервале 526-510 млн лет назад [181, 210]. Важной особенностью пегматитов этой генерации является присутствие редких боросиликатных минералов - турмалина, призматина (боросодержащий аналог корнерупина), грандидьерита, вердингита, дюмортьерита, обнаруживаемое в некоторых телах [142, 198].

Еще одна генерация пегматитов, впервые описанная в статьях К. Стюве и Ф. Диркса рассматривается далее только в работе Р. Маас и соавторов [142] под названием post-D_4. Авторы описывают эти пегматитовые тела как секущие жильные и линзовидные тела мощностью до 1 м, в которых встречается мусковит в виде крупных правильно образованных кристаллов. Их возраст оценивается в 515 млн лет по аналогии с гранитами Прогресс, однако, неясно, обосновано ли выделение этих пегматитов в отдельную возрастную генерацию. Различие между возрастом

пегматитов D_4 и post-D_4 оказывается крайне низким и лежит в пределах погрешности и частично перекрывается [142].

2.3 Выводы по главе 2

Восточно-Антарктический кратон представляет собой уникальный геологический регион, сохранивший следы архейской и протерозойской истории Земли. В его пределах, на территории Земли Принцессы Елизаветы, зафиксирована многостадийная эволюция континентальной коры, тесно связанная с глобальными геодинамическими процессами, включая сборку и распад суперконтинентов Родиния и Гондвана. Эти процессы нашли отражение в сложном геологическом строении региона: здесь широко развиты глубоко метаморфизованные разнообразные по составу докембрийские комплексы, а также интрузивные образования различного возраста и связанные с ними изученные пегматитовые тела.

Холмы Ларсеманн – одна из ключевых зон в пределах этого региона. Несмотря на относительную компактность территории, геологическое строение района отличается исключительной сложностью. В основании разреза залегают мезопротерозойские биотит-гранат-ортопироксеновые ортогнейсы формации Сёстрён, которые перекрываются мезо- и неопротерозойскими ортогнейсами и метаосадочными породами (парагнейсами, кварцитами и метапелитами) формации Браттстранд. Породы оазиса смяты в изоклинальные складки и метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Высокотемпературные условия метаморфизма обусловили широкое распространение процессов мигматизации, а также формирования и внедрения гранитоидных расплавов.

Граниты и пегматиты холмов Ларсеманн формировались при переходе от пиковых условий метаморфизма к ретроградным стадиям в результате частичного плавления, главным образом, метаосадочных пород.

Существующие представления о пегматитах отражают преимущественно их структурно-геологическую позицию и связь с этапами деформации, однако не дают однозначного представления об их генетической и минерально-петрографической классификации. Вместе с последними находками ранее неописанных типов пегматитов это обуславливает необходимость переосмысления их типизации также с позиции минерально-петрографических и изотопно-геохимических критериев, реализованных в настоящей работе.

ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положена каменная коллекция, собранная автором в ходе 70-ой и 71-ой Российских антарктических Экспедиций (2024-2026 гг.) на территории холмов Ларсеманн (приложение А, таблица А.1). Встреченные пегматитовые тела подвергались комплексному изучению, включавшему морфологическое, геолого-структурное и минералого-петрографическое описание, а также гамма-спектрометрические наблюдения. Особое внимание уделялось внутреннему строению и зональности встреченных пегматитов. Отбор проб осуществлялся поперек зональности – от контактов с вмещающими породами и краевых зон до центральных частей пегматитовых тел. Коллекция включает 123 образца горных пород и минералов, отобранных в 54 точках наблюдения (рисунок 17). 31 представительный образец был использован для детальных исследований.

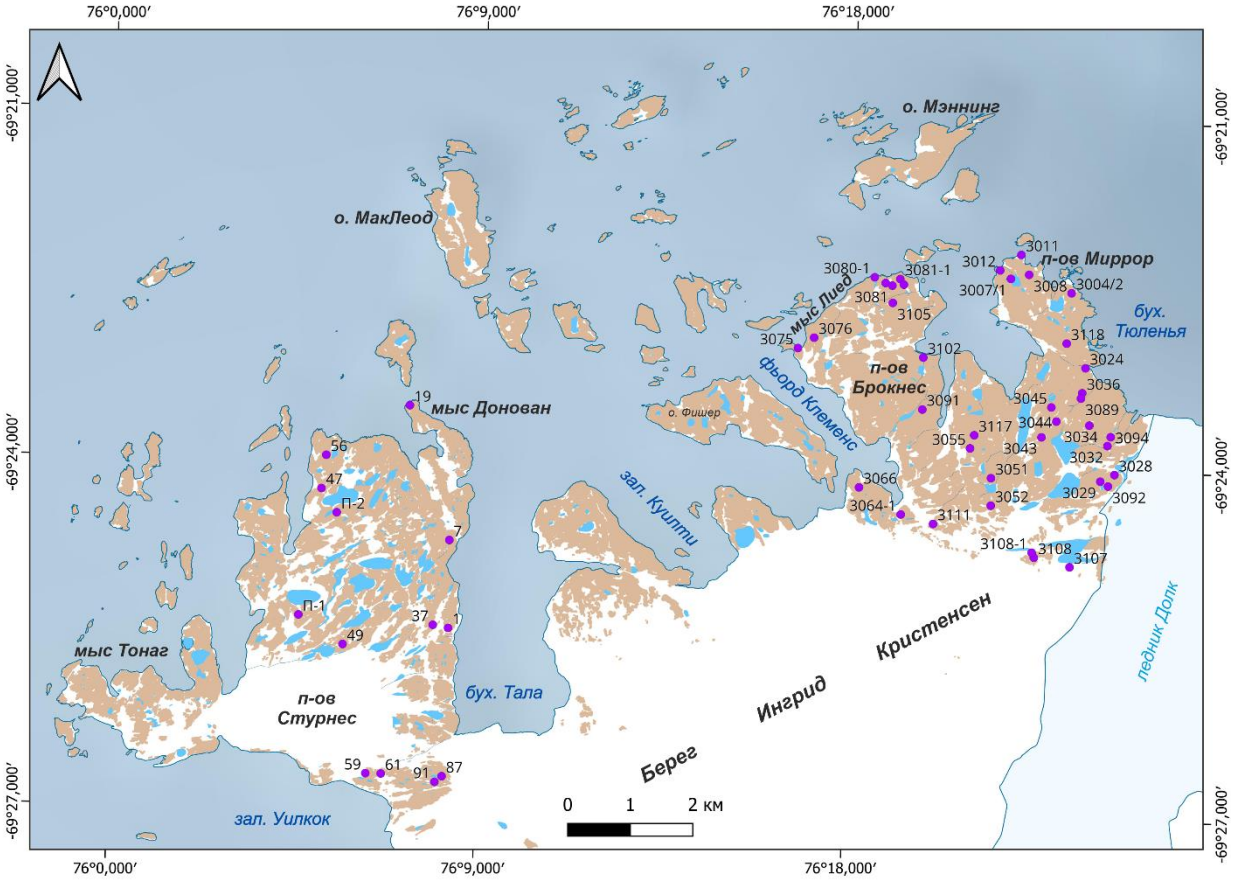

Рисунок 17 – Точки отбора проб на топографической карте холмов Ларсеманн. При создании схемы использовались материалы цифровой базы данных SCAR (версия 7.0) международного геоинформационного проекта Quantarctica 3.2 (составлено автором)

3.1 Гамма-спектрометрические измерения

На встреченных пегматитовых телах проводились гамма-спектрометрические наблюдения. При выполнении описываемых работ использовался спектрометр гамма-излучения МКСП-01 “РАДЭК”, предназначенный для измерения энергетического распределения гамма-

излучения (спектра) и идентификации гамма-излучающих радионуклидов. Диапазон регистрируемых энергий от 100 до 3000 кэВ. Энергетическое разрешение со сцинтилляционным блоком детектирования БДЕГ-63 по линии гамма-излучения радионуклида ^{137}Cs с энергией 661.7 кэВ не превышает 9 %. Всего было проведено 78 гамма-спектрометрических измерений.

3.2 Методы исследования состава пород и минералов

Для микроскопического исследования минерального состава пород коллекции использовался кристаллооптический метод. Исследования выполнялись в учебной лаборатории кафедры исторической и динамической геологии Горного университета с помощью поляризационного микроскопа ZEISS Axio Imager A2m. Всего изготовлено 25 петрографических шлифов и 20 аншлифов для различных зон пегматитов. Изготовление микропрепаратов проводилось в шлифовальных мастерских Санкт-Петербургского горного университета императрицы Екатерины II и Всероссийского института геологии и минеральных ресурсов океанов им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология). Определение отдельных минералов проводилось гониометрическим методом в Ильменском государственном заповеднике УрО РАН.

Для подтверждения корректности определения минералов они были дополнительно проанализированы в лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН с использованием рентгенофлуоресцентного анализатора СПЕКТРОСКАН МАКС-GVM (ООО «НПО «СПЕКТРОН», Россия).

Для выделения минералов образцы дробились и изучались под бинокулярным микроскопом. Выделение апатита из пегматитов и шлиховых проб проводилось в минералогической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) и в лаборатории Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск) по стандартной методике с применением электромагнитной сепарации и тяжёлых жидкостей. Выделенные минеральные зёрна (44 шт.) использовались для изготовления шайб из эпоксидной смолы, которые шлифовались и полировались примерно на половину толщины зёрен. Химический состав калиевого полевого шпата (30 ан.), плагиоклаза (18 ан.), граната (22 ан.), биотита (14 ан.), хризоберилла (2 ан.) и фторапатита (15 ан.) изучался на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионной системой JED-2200 (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Съемка велась в режиме композиционного контраста (BSE). Условия съемки: ускоряющее напряжение катода 20 кВ, фокусное расстояние 10 мм, диаметр пучка электронов 3–5 мкм. В качестве эталонов использовалась коллекция природных минералов и соединений химических элементов. Некоторые акцессорные минералы (Nb-рутил, фторапатит), сложные псевдоморфозы (гётита с хлоритом, хлоритоидом, мусковитом, цирконом и др. по неизвестному минералу), а также структуры распада твёрдых растворов (ильменит, рутил,

армолколит, магнетит) изучались с помощью электронно-зондового микроанализатора JXA-8230 Superprobe (Jeol) с пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, аналитик А.Ф. Хохряков).

Содержание примесных (в том числе редких и редкоземельных) элементов в калиевом полевом шпате, кварце, биотите, гранате (100 точек анализа) определялось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института имени К.А. Валиева РАН (ЯФ ФТИ РАН, аналитики Е.В. Потапов и С.Г. Симакин). Условия съемки: использован первичный пучок ионов $^{16}O_2^-$, диаметр которого составляет примерно 15–20 мкм; ток ионов 5–7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение состояло из 3 циклов, что позволяло оценить индивидуальную погрешность измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30–40 минут. Погрешность измерения редких элементов составляет: до 10% для концентраций выше 1 ppm и до 20% для диапазона концентраций 0.1–1 ppm; порог обнаружения для различных элементов варьирует в пределах 5–10 ppb. Методика анализа калиевого полевого шпата, кварца, биотита и гранатов приведена в работе [34]. Шайбы, в которых были смонтированы исследуемые образцы, содержали зерно безводного силиката (оливина), на котором производилось измерение уровня фона, определяемого адсорбцией водородсодержащих молекул из остаточной атмосферы аналитической камеры прибора.

3.3 Изотопные методы исследования

Изотопно-геохимические исследования фторапатита проводились двумя взаимодополняющими методами – LA-ICP-MS и ID-TIMS.

Изучение фторапатита методом LA-ICP-MS проводилось в лаборатории изотопно-аналитической геохимии Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Всего выполнено 37 анализов апатитов из различных пегматитов и гранитов холмов Ларсеманн. При работе использовались участки кристаллов без флюидных и минеральных включений, а также признаков вторичных изменений. Измерение содержания редких элементов в стекле проводилось на связке приборов: установке лазерной абляции NWR-231 (длина волны эксимерного ArF лазера 193 нм) и квадрупольного масс-спектрометра ThermoScentific iCap Qc. Для первичной калибровки использовались стандартные образцы стекла SRM NIST 610 [126]. Все образцы и стандарты анализировались при одинаковых условиях проведения измерений: измерение фона 30 с., анализ образца 90 с., диаметр лазерного пучка составлял 30 мкм при энергии 3.5 J/см^2, частота импульсов 10 Hz. Значения потока охлаждающего, плазмообразующего и добавочного газа аргона составлял 16.0, 1.0 и 1.0 л/мин, соответственно. В качестве несущего газа использовался гелий с чистотой 6.0 и скоростью потока

0.8 л/мин. Энергия плазмы составляла 1550 Вт. Содержания элементов рассчитывались с использованием программного обеспечения «LADR» [156]. Контроль дрейфа прибора осуществлялся при помощи вторичного стандарта SRM NIST 612. В качестве внутреннего стандарта использовали изотоп ^{43}Ca, содержания которого было рассчитано исходя из стехиометрии апатита.

Из образцов пегматитов были выделены крупные прозрачные зёрна фторапатита, не содержащие видимых дефектов и включений, после чего они были вмонтированы в эпоксидную смолу. Полученные препараты были отполированы с использованием алмазной пасты так, чтобы получить секущие срезы всех зёрен с ровной горизонтальной поверхностью. Для выявления треков спонтанного распада ^{238}U поверхность препаратов подвергалась травлению в течение 20 секунд в растворе 5.5N HNO_3. Подсчёт плотности, диаметра треков и длины скрытых треков проводился вручную на микроскопе Olympus BX51, оборудованном цифровой камерой высокого разрешения при общем увеличении 1250x. На участках с подсчитанной плотностью треков во всех зёрнах были определены концентрации урана методом LA-ICP-MS. На основании полученных данных в программе HeFTy были построены термохронологические модели, реконструирующие историю остывания исследуемых фторапатитов.

U-Pb анализ методом ID-TIMS проводился в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Для изотопного анализа были использованы фрагменты размером 0.25-0.5 мм, из которых отобраны осколки без включений и сростков с темноцветными минералами. Было проведено 7 анализов навесок от 2.3 до 8.6 мг, которые были разложены в 1N HCl при комнатной температуре (за исключением одной пробы, разложение которой проводилось в термостате при температуре 220 °C, точка 6, таблица 11). Полученные при разложении минералов растворы делились на две аликвоты для определения: 1) содержаний U и Pb; 2) изотопного состава Pb. Определение концентраций U и Pb проводилось методом изотопного разбавления с использованием смешанного индикатора $^{235}U+^{208}Pb$. Свинец выделялся на анионообменной смоле Bio-Rad в бромидной форме по методике Мане [145], а уран – на экстракционной смоле UTEVA SPEC в азотнокислой форме. Измерение изотопного состава свинца и содержаний Pb и U проведено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Уровень лабораторных загрязнений при выделении Pb и U, определявшийся холостыми опытами, не превышал 0.025 и 0.005 нг, соответственно. Измеренные изотопные отношения Pb исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного определения изотопного состава Pb в стандарте SRM-982 и равный 0.13 % на единицу массы. Обработка первичных изотопных данных и вычисление параметров изохрон проводились с использованием программ PbDAT [139] и ISOPLOT [137]. Все величины погрешностей, приведенные в таблицах ниже и используемые в расчетах, соответствуют 2σ.

3.4 Выводы по главе 3

Применение методик первичных полевых наблюдений в комплексе с передовыми аналитическими методами исследования позволило получить данные по химическому составу породообразующих и акцессорных минералов, изотопные характеристики и возраста фторапатита, послужившие основой для дальнейшей типизации и установления природы пегматитов холмов Ларсеманн.

ГЛАВА 4 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПЕГМАТИТОВ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНН

В данной главе представлена геологическая, минералогическая, петрографическая и гамма-спектрометрическая характеристика пегматитов холмов Ларсеманн. По результатам полевых работ, проведенных в 70-й и 71-й сезоны Российской антарктической экспедиции (2024-2026 гг.), было отобрано 30 опорных образцов горных пород, из них 10 – пегматитов с хризоберилловой минерализацией, 15 – керамических пегматитов с миароловыми полостями, 5 – слюдоносных плагиоклазовых пегматитов с крупнокристаллическим мусковитом.

Холмы Ларсеманн в Восточной Антарктиде представляют собой район широкого развития гранитоидов и различных типов пегматитов (рисунок 18) раннепалеозойского возраста, сформированных в раннем палеозое в ходе Пан-Африканского орогенного события.

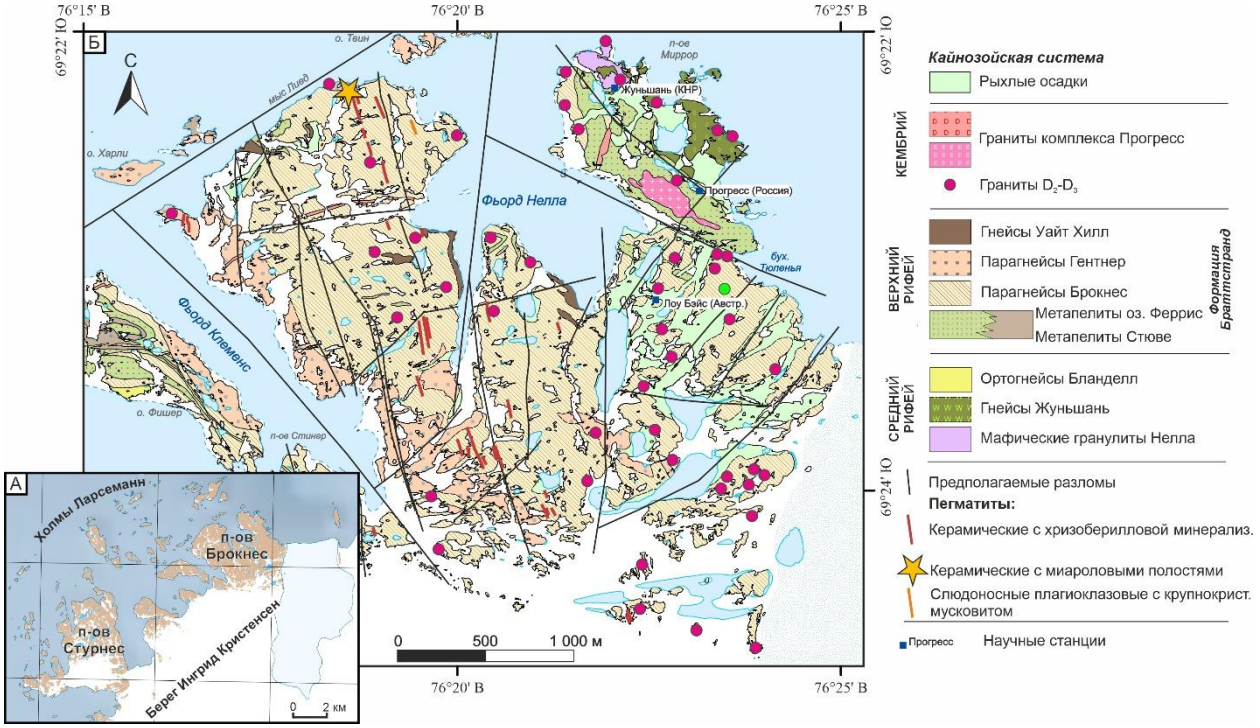

Рисунок 18 – Различные типы пегматитов холмов Ларсеманн на геологической схеме полуострова Брокнес (холмы Ларсеманн) и положение оазиса на Берегу Ингрид Кристенсен и на карте Антарктиды (на врезке) на основе [28, 78]

4.1 Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией

Пегматиты этого типа характеризуются ограниченной распространенностью на изучаемой территории, тяготея к западной и южной части полуострова Брокнес, а также к центральной части полуострова Стурнес, залегая в виде маломощных (до 0.5 м, редко – до 1.2 м) протяженных (до 150-200 м) субпараллельных крутопадающих и вертикальных секущих жил (рисунок 19). За время работ было встречено и описано 25 жил данного типа.



Рисунок 19 – Жила керамического пегматита с хризоберилловой минерализацией на точке наблюдения 3108-1 (п-ов Брокнес, холмы Ларсеманн) (фото автора)

Жилы данного типа имеют преимущественно субмеридиональное простирание, которое к западу (на полуострове Стурнес) меняется на субширотное. Контакты пегматитовых жил чёткие, ровные, местами волнистые. Участками в пегматите могут встречаться в различной степени переработанные ксенолиты вмещающих гнейсов. В редких случаях наблюдаются «раздувы», в которых мощность жилы может увеличиваться в несколько раз. В таких зонах наблюдается широкое развитие редкой акцессорной минерализации. Периодически наблюдается их секущее положение по отношению к гранитам D_2-D_3 (рисунок 20). Часто по данным телам развиваются более поздние линейные деформации, представляющие собой зоны милонитизации мощностью до 20 см и крупные протяженные трещины.

Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией представляют собой породы оранжеватого или красновато-оранжевого цвета. Главные минералы представлены калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом и биотитом. Акцессорными минералами являются силлиманит, гранат, магнетит, хризоберилл, турмалин, рутил, реже шпинель, призматин, апатит и кордиерит. Текстура пород массивная. Пегматиты данного типа часто имеют отчётливо симметрично-зональное строение (рисунок 21), детально описанное ниже.

Аплитовая оторочка в этих пегматитах представлена узкой зоной, мощностью от 1 до 5 см. Её главными минералами являются плагиоклаз №14-30 (30-40%), кварц (35-40%) и калиевый полевой шпат (10-15%). Второстепенным минералом является биотит (3-7%). Кварц представлен ксеноморфными зернами размером от 0.1 до 0.5 мм, реже 1.0-2.0 мм. Зёрна кварца занимают интерстиции между гипидиоморфными зёрнами полевых шпатов и идиоморфными кристаллами

силлиманита (рисунок 22). Плагиоклаз образует гипидиоморфные зёрна размером преимущественно 0.4-1.0 мм. Для калиевого полевого шпата характерны зёрна размером от 0.3 до 1.0 мм, периодически с ориентированными пертитовыми врастками размером 0.1-0.2 мм. Биотит встречается в виде мелких (0.1-1 мм) пластинчатых зёрен. Среди акцессорных минералов отмечаются силлиманит, гранат и циркон, образующие идиоморфные зёрна размером 0.3-1.5 мм, а также магнетит, формирующий гипидиоморфные зёрна размером 0.3-0.6 мм.

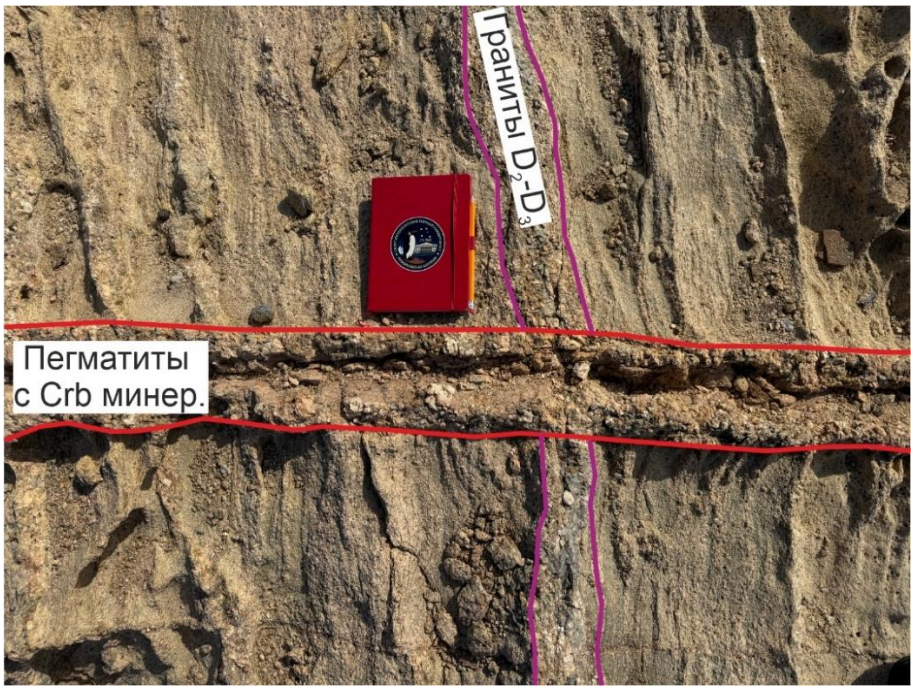

Рисунок 20 – Пересечение керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией и гранитов D_2-D_3 на точке наблюдения 39 (п-ов Стурнес, холмы Ларсеманн) (фото автора)

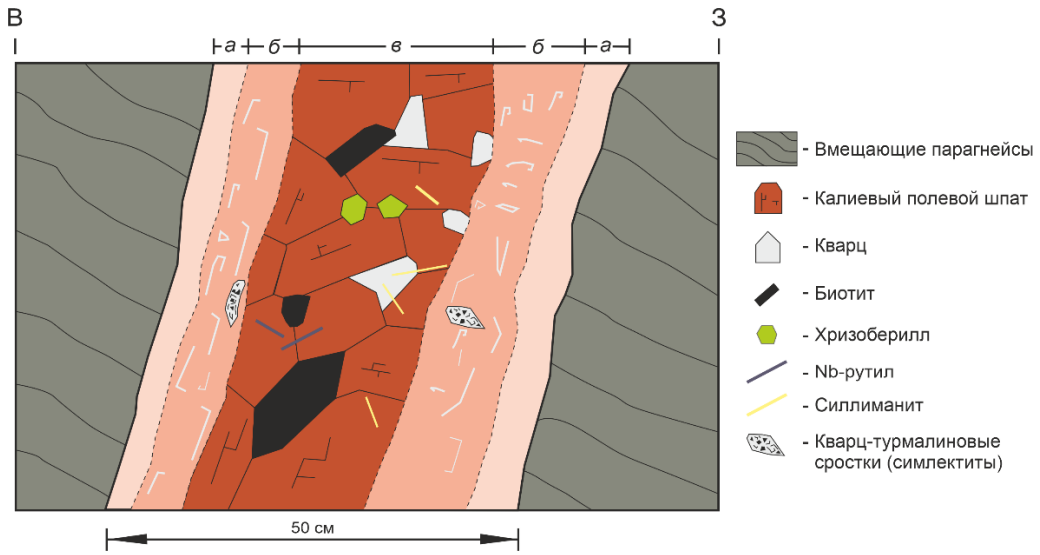

Рисунок 21 – Схематическая зарисовка (в разрезе) строения зональной жилы керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией на точке наблюдения 3108-1 (п-ов Брокнес, холмы Ларсеманн): а – аплитовая зона, б – пегматоидно-графическая зона, в – блоковая зона (составлено автором)

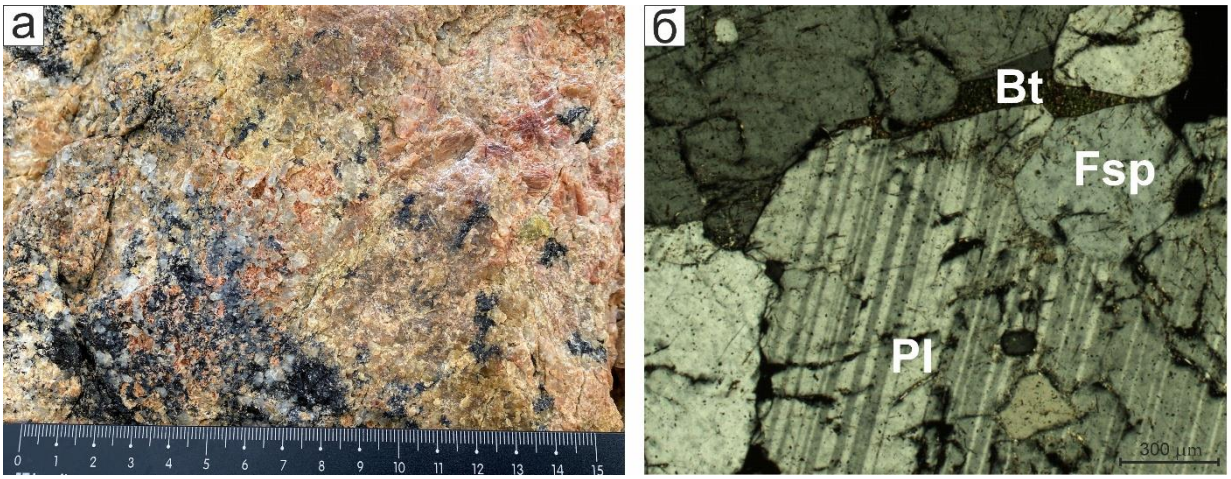

Рисунок 22 – Макрофотография (а) и фотография шлифа (б) аплитовой зоны керамического пегматита с хризоберилловой минерализацией (образец 3108-1/14): Pl – плагиоклаз, Fsp – калиевый полевой шпат, Bt – биотит (составлено автором)

Пегматоидно-графическая зона в данных пегматитах проявлена не повсеместно. Она представляет собой закономерные сростки серого кварца и калиевого полевого шпата (рисунок 23).

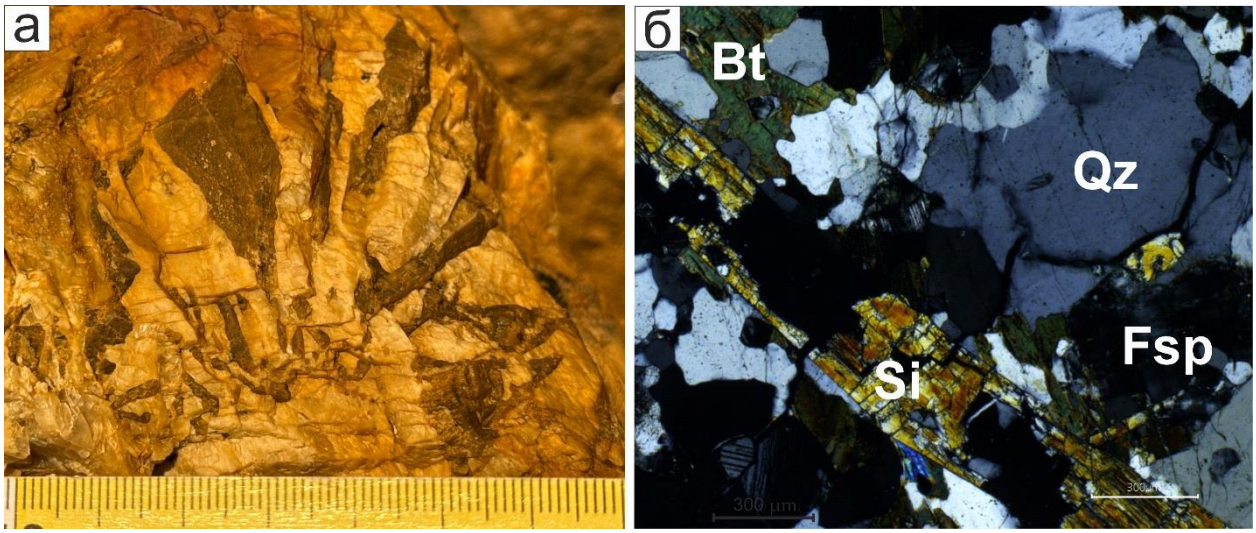

Рисунок 23 – Макрофотография (а) и фотография шлифа (б) пегматоидно-графической зоны керамического пегматита с хризоберилловой минерализацией (образец 3108-1/15): Qz – кварц, Fsp – калиевый полевой шпат, Si – силлиманит, Bt – биотит (составлено автором)

Размер моноблоков калиевого полевого шпата составляет 1-5 см, а ихтиоглиптов кварца от 0.5 до 2.0 см. Второстепенные минералы представлены пластинчатыми зёрнами биотита размером 0.3-1.0 мм. В качестве акцессорных минералов отмечаются идиоморфные кристаллы силлиманита размером от 0.3 до 5.0 мм и гипидиоморфные кристаллы магнетита размером до 0.3 мм. Кроме того, в данной зоне местами отмечаются небольшие (1-2 см) симплектитовые срастания кварца и турмалина. Вторичные процессы представлены локальной мусковитизацией биотита. Границы зёрен кварца и калиевого полевого шпата часто обладают неровными

очертаниями, внутренние структуры кристаллов нарушены многочисленными трещинами. По классификации Бакуменко И.Т. [2], учитывающей крупность индивидов калиевого полевого шпата и кварца, структура образцов рассмотренных пегматитов из графической зоны может быть названа крупнозернистой мелковростковой до мелкоблоковой крупновростковой. Вростки кварца часто удлиненные, но могут быть и изометричными, закономерно ориентируясь во включающем их калишпате. Преобладают индукционные формы, свидетельствующие об одновременном развитии кварца и калиевого полевого шпата в таких агрегатах.

Мощность пегматоидно-графической зоны составляет от 10 до 20 см.

Блоковая зона характеризуется гигантозернистой структурой и представлена крупными идиоморфными и гипидиоморфными мясо-красными, розоватыми или розово-оранжевыми кристаллами калиевого полевого шпата (50-60 %), достигающими размера 5-10 см (рисунок 24), в подчинённом количестве (20-30 %) наблюдается серый кварц, образующий ксеноморфные зерна и гипидиоморфные кристаллы с индукционными поверхностями размером до нескольких сантиметров, а также плагиоклаз (10-20 %), формирующий зёрна размером до 2-3 см. Также отмечаются отдельные крупные (до 5-10 см) идиоморфные кристаллы черного биотита (1-7 %). В некоторых жилах (например, на точке наблюдения П-3 на п-ове Стурнес) кристаллы биотита могут замещаться мусковитом, вплоть до полного перехода в светлую слюду. В данной зоне также встречаются крупные идиоморфные удлиненные кристаллы желтовато-зелёного силлиманита размером до 10 см, иногда образующие радиально-лучистые агрегаты.

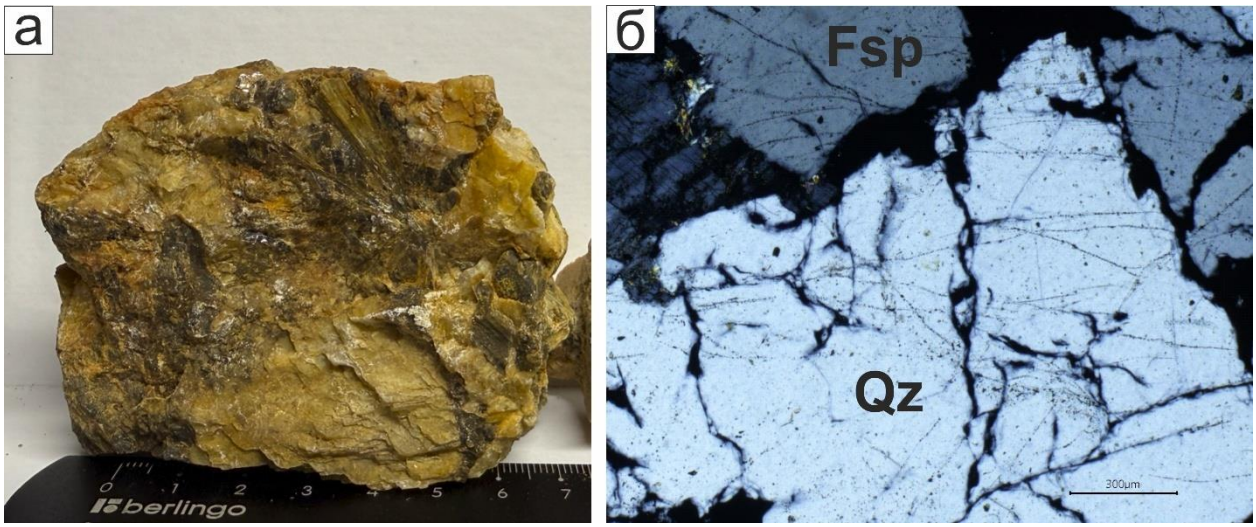

Рисунок 24 – Макрофотография образца (а) и фотография шлифа (б) блоковой зоны керамического пегматита с хризоберилловой минерализацией (образец 3108-1/16): Qz – кварц, Fsp – калиевый полевой шпат (составлено автором)

Среди акцессорных минералов могут отмечаться чёрные игольчатые кристаллы Nb-рутила размером до 1-3 см, зеленоватые призматические кристаллы апатита размером от 0.5 до 1.5 см, зеленая шпинель, образующая сростки с кварцем, а также крупные (от 0.1 до 4 см)

идиоморфные кристаллы желтовато-зеленого хризоберилла (рисунок 25), формирующего как одиночные призматические кристаллы, так и двойники и, реже, тройники. В некоторых жилах (например, на точке наблюдения 3108-1) количество кристаллов хризоберилла может достигать 5-10 на 1 дм^2 поверхности скола пегматита.



Рисунок 25 – Хризоберилл в пегматите на точке наблюдения 3108-1. а – кристалл хризоберилла в пегматите; б – образцы двойников и тройников хризоберилла (фото автора)

По данным гамма-спектрометрических наблюдений, описанные пегматиты характеризуются незначительно повышенными по отношению к вмещающим породам содержаниями естественных радионуклидов, а также эффективной активностью (таблица 1).

Таблица 1 – Средние содержания естественных радионуклидов и эффективная активность керамического пегматита с хризоберилловой минерализацией и вмещающих парагнейсов субформации Брокнес по результатам гамма-спектрометрии (точка наблюдения 3108-1) (по данным автора)

Зона	Содержание				
	^{40}K, %	U (^{226}Ra), ppm	^{232}Th, ppm	Аэфф, Бк/кг	Th/U
Вмещающие парагнейсы	3.05	1.92	45.3	61.5	23.6
Контакт вмещающих пород и пегматитов	3.68	3.24	53.9	74.1	16.6
Блоковая зона	5.25	4.38	75.0	103.0	17.1

Формирование и внедрение данных пегматитов происходило на поздних (D_4) стадиях Пан-Африканского орогенного события. Согласно данным U–Pb датирования, возраст их внедрения оценивается в 526-510 млн лет [181, 210].

Образование хризоберилла требует совместного присутствия бериллия и алюминия, однако источник этих компонентов однозначно не установлен. Традиционно считается, что кристаллизация этого минерала связана с пегматитами, обогащёнными алюминием за счет ассимиляции вмещающих глинозёмистых пород [4, 109]. В пользу этого говорят следующие факты: малая мощность пегматитового тела и, соответственно, большее отношение поверхности к объему, чем в более мощных жилах [55], а также наличие ксенолитов гнейсов. С другой

стороны, контакты пегматита с вмещающими породами резкие и без видимых экзоконтактовых зон изменения, а количество ксенолитов весьма немногочисленно и отмечается лишь в некоторых жилах. Вопрос обогащения абиссальных пегматитов Be и B поднимался также Э. Грю [109] после находки двух пегматитовых тел (Циркон Пойнт и Кристмас Пойнт) с бериллиевой и боровой минерализацией в архейских породах залива Кейси на Земле Эндерби в Восточной Антарктиде. Обогащение абиссальных пегматитов такими элементами является крайне необычным явлением, что даже отразилось в названии понятия «пегматиты необычного состава», предложенного Загорским и соавторами для характеристики гранитных пегматитов, содержащих значительное количество нехарактерных для них минералов (шпинель, силлиманит, кордиерит, суринамит, дюмортьерит и др.) либо присутствием минералов, которые даже в акцессорных количествах придают пегматитам статус самостоятельных месторождений (изумруд, хризоберилл и т.д.). Бор является достаточно типичным редким элементом в пелитовых породах и, периодически, может обогащать пегматитовые расплавы, образованные в результате частичного плавления таких пород. Бериллий же является нехарактерным элементом для метапелитов, и природа обогащения им некоторых пегматитовых тел до сих пор является дискуссионным вопросом [109]. Предполагается, что Be может мигрировать из обогащенных Mg и Al вмещающих гнейсов, как это отмечено в комплексе Напьер в Антарктиде и некоторых других мировых локациях [109].

Таким образом, керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией характеризуются:

1. Секущим положением и чёткими контактами по отношению к вмещающим породам.

2. Наличием симметричной зональности, заключающейся в последовательной смене аплитовых кварц-полевошпатовых агрегатов в краевых зонах на не всегда проявленную пегматоидно-графическую зону и блоковую зону по направлению к осевой части жилы.

3. Специфической минеральной ассоциацией, включающей в себя кордиерит, Nb-рутил, шпинель, хризоберилл, апатит, а также некоторые редкие боросиликатные минералы.

4. Повышенные относительно вмещающих пород содержания естественных радионуклидов и значения эффективной активности.

4.2 Керамические пегматиты с миароловыми полостями

Керамические пегматиты с миароловыми полостями имеют ограниченное распространение на изучаемой территории, встречаясь в виде относительно изометричных субсогласных тел и линз размером от 1 до 5 м (рисунок 26). За время полевых работ было встречено и описано 3 тела данного типа – одно на полуострове Брокнес и два на полуострове

Стурнес. Контакты пегматитовых тел с вмещающими породами неровные, волнистые, иногда могут наблюдаться многочисленные субсогласные апофизы.



Рисунок 26 – Пегматитовое тело с миароловыми полостями на точке наблюдения П-3 (полуостров Стурнес, холмы Ларсеманн). В верхней части фотографии видно кварцевое ядро, ниже которого расположена блоковая зона с многочисленными миароловыми полостями (фото автора)

Пегматиты этого типа представляют собой средне-, крупно- и гигантокристаллические породы желтовато-белого, бежевого и розового цвета, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем. Второстепенным минералом является биотит. Среди акцессорных минералов отмечаются фторапатит, монацит, ксенотим, гранат, силлиманит, магнетит, ильменит, рутил, циркон, турмалин, пирит и кордиерит. Текстура пород массивная. Пегматиты данного типа характеризуются выраженной асимметричной зональностью (рисунок 27).

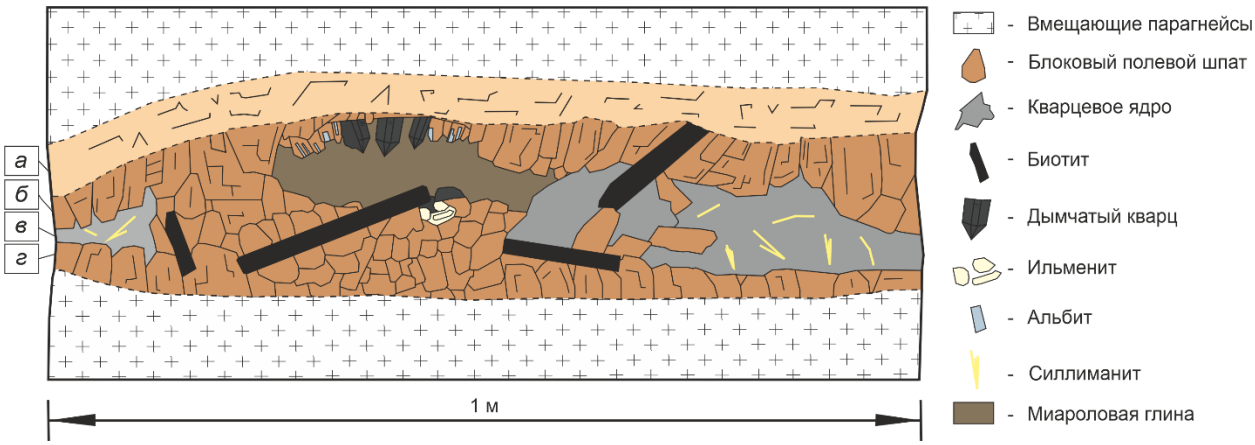

Рисунок 27 – Схематическое изображение пегматита с миароловыми полостями на точке наблюдения 3080 (полуостров Брокнес). (*а*) – пегматоидно-графическая зона, (*б, г*) – блоковая зона, (*в*) – кварцевое ядро (составлено автором)

Краевая мелкозернистая зона керамических пегматитов с миароловыми полостями проявлена не всегда. Например, в пегматитовом теле на точке 3080 (п-ов Брокнес) первой

отчётливо выделяемой зоной является пегматоидно-графическая. Мелко-среднезернистая краевая зона выделяется в теле, встреченном на полуострове Стурнес (точка П-3). По гранитовой структуре и меньшему относительно внутренних зон размеру зёрен она имеет аплитовидный характер. Она характеризуется гипидиоморфнозернистой гранитовой структурой (рисунок 28). Главными минералами в данной зоне являются калиевый полевой шпат (35-45 %), плагиоклаз №23-26 (20-30%) и кварц (25-35 %). Калиевый полевой шпат и плагиоклаз представлены гипидиоморфными зёрнами размером 0.5-1.5 мм, отдельные зерна достигают 3-5 мм, у плагиоклаза часто наблюдаются полисинтетические двойники. Для кварца характерны светло-серые и белые ксеноморфные зёрна размером от 1 до 4 мм. Второстепенным минералом является чёрный и тёмно-коричневый биотит (5-10 %), встречаясь в виде пластинчатых зёрен размером от 1 до 3 мм. Среди акцессорных минералов наблюдается коричневато-красный гранат, образующий средние и крупные (2-5 мм) идиоморфные зёрна. Вторичные процессы для пород данной зоны выражены в разной степени и проявлены в интенсивной пелитизации калиевого полевого шпата, серицитизации плагиоклаза и опацитизации отдельных зёрен биотита.

Мощность краевой зоны составляет от 20 до 60 см.

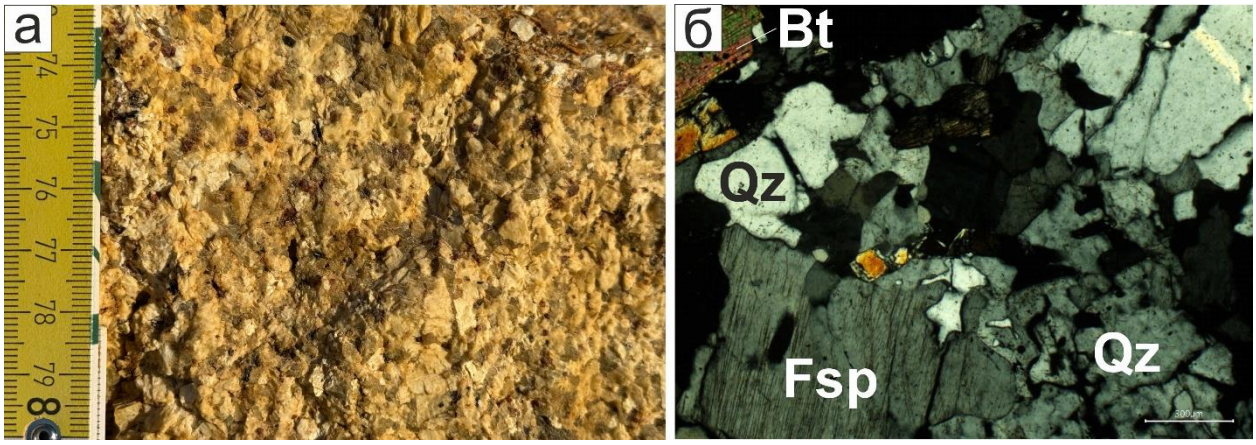

Рисунок 28 – Макрофотография (а) и фотография шлифа (б) краевой зоны керамического пегматита с миароловыми полостями (образец П3-1): Qz – кварц, Fsp – калиевый полевой шпат (составлено автором)

Пегматоидно-графическая развита в исследованных пегматитах неравномерно и имеет непостоянную мощность (5-30 см). В некоторых телах (например, на точке наблюдения 3080) данная зона непосредственно контактирует с вмещающими породами и выполняет роль внешней краевой зоны. Её мощность составляет 20–30 см. Эта зона представляет собой закономерные сростки серого и дымчатого кварца и бежевого калиевого полевого шпата мелкоблоковой крупновростковой структуры (рисунок 29). Размер блоков калиевого полевого шпата составляет 1–4 см. Кварц образует удлинённые и веретёнообразные вростки толщиной, главным образом, 0.5–2.0 см и длиной до 2–5 см, субпараллельно ориентированные в калиевом полевом шпате.

Часто наблюдаются индукционные формы. Среди акцессорных минералов периодически наблюдаются отдельные ксеноморфные зёрна апатита размером 0.5-1.5 мм. Калиевый полевой шпат интенсивно пелитизирован.

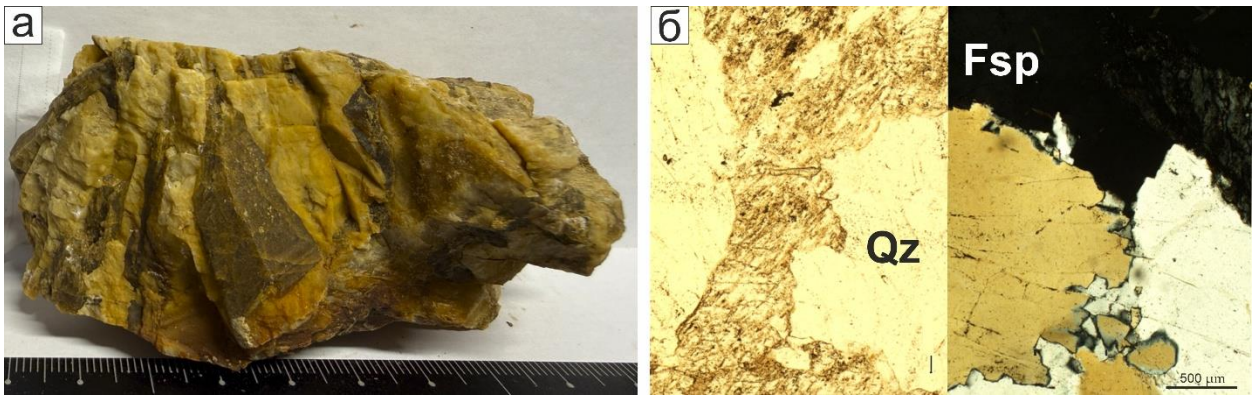

Рисунок 29 – Макрофотография образца (а) и фотография шлифа (б) пегматоидно-графической зоны керамического пегматита с миароловыми полостями (образец 3080/18): Qz – кварц, Fsp – калиевый полевой шпат (составлено автором)

Блоковая зона облекает со всех сторон кварцевое ядро. Мощность данной зоны колеблется от 0.5 до 1.5 м (рисунок 30).



Рисунок 30 – Макрофотография блоковой зоны керамического пегматита с миароловыми полостями (точка наблюдения 3080) (фото автора)

Контакт с кварцем ядра резкий. Она сложена крупными агрегатами бежевого и розоватого калиевого полевого шпата размером до 5-10 см с единичными крупными (10-30 см) идиоморфными кристаллами чёрного биотита, а также ксеноморфным кварцем дымчатого цвета, находящимся в резко подчинённом количестве и образующим выделения размером 1-5 см. В некоторых телах кристаллы биотита могут быть практически нацело замещены хлоритом. Периодически в биотите могут наблюдаться тонкие призматические кристаллы рутила,

формирующие характерную «сагенитовую решётку», а также отдельные кристаллы титанита. Местами попадаются зеленовато-жёлтые полупрозрачные одиночные кристаллы силлиманита и его радиально-лучистые агрегаты, достигающие 5-7 см. Среди акцессорных минералов в данной зоне отмечаются тёмно-серый магнетит, который образует достаточно крупные (1-2 см) гипидиоморфные зёрна, а также циркон, обычно представленный мелкими идиоморфными зёрнами (0.3-0.6 мм).

Кварцевое ядро имеет линзообразную форму и достигает размера от 0.5 до 3 м в поперечнике. Часто оно может быть окружено тонкой (1-5 см) прерывистой оторочкой средне-крупнокристаллического пегматита с большим количеством кристаллов биотита и зёрен граната. Кварц ядра серый, гигантозернистый. В некоторых телах ядро представляет собой массивный, практически не трещиноватый непрозрачный кварц (например, на точке 3080), в то время как в других телах кварц ядра полупрозрачный, стекловидный, сильно трещиноватый и может иметь клиновидную или пластинчатую форму размером от 3 до 5-7 см (например, на точке П-3). Среди акцессорных минералов кварцевого ядра выделяются гранат, формирующий красно-коричневые идиоморфные зёрна размером от 2 до 5 мм, серовато-синий кордиерит, образующий в некоторых телах срастания с кварцем, а также серовато-желтый силлиманит, встречающийся в виде радиально-лучистых агрегатов и изогнутых кристаллов размером от 1 до 10 см. Под ядром или рядом с ним в блоковой зоне встречается большое количество (до 10-15) небольших (от 5 до 30 см) миароловых полостей. В основном, миароловые пегматиты представляют собой многополостные тела, в которых пустоты расположены «в несколько этажей». Миаролы чаще всего имеют изометричную форму, но иногда встречаются линзовидные и щелевидные полости. В пространстве возле миарол в некоторых пегматитах (например, П-3) нередко встречаются крупные трещиноватые и раздробленные кристаллы чёрного турмалина, размером 3-20 см. Периодически в них наблюдаются включения небольших призматических кристаллов желтоватого апатита. Сильно раздробленные турмалиновые массы формируют характерную «турмалиновую грязь», свидетельствующую о близости миаролы. В других пегматитовых телах с миароловыми полостями турмалин может полностью отсутствовать. В самих миароловых полостях встречаются одиночные кристаллы мориона размером от 0.5 до 3-5 см, а также частые обломки и фрагменты более крупных кристаллов. Наибольшие из них могли достигать размера 10 см. Иногда морион может образовывать сростки с кристаллами янтарного фторапатита. В некоторых полостях встречаются кристаллы оранжевого калиевого полевого шпата, иризирующего розоватого или бесцветного полупрозрачного альбита №0-5, коричнево-красного фторапатита с включениями иттриевого монацита, рутила (в виде включений в кварце), желтоватого монацита, а также сложные псевдоморфозы по ильмениту и магнетиту. Среди последних встречаются минералы, представляющие, по-видимому, структуру распада Fe-Ti

твёрдого раствора: армолколит, рутил, магнетит, ильменит, псевдорутил. В ряде полостей отмечаются агрегаты и крупные (0.5-7 см) правильные кристаллы тёмно-красных прозрачных гранатов, нередко образующие сростки с кристаллами кварца. Кристаллы граната тяготеют к «нижним этажам» миароловых полостей, располагаясь на дне миарол. Периодически они могут образовывать сростки с крупными кристаллами турмалина. Часто кристаллы граната могут быть разбиты трещинами.

Полости заполнены буро-жёлтым или бежевым слюдисто-глинистым материалом с мелкими (0.5-1 мм) кристаллами монацита, ксенотима, циркона, а также крупными (1-2 см) кристаллами лимонитизированного пирита.

Гамма-спектрометрические наблюдения, проведённые вдоль профилей вкрест зональности пегматитовых тел с миароловыми полостями, показывают одни из наиболее высоких на изучаемой территории содержаний естественных радионуклидов, а также значений эффективной активности, часто превышающих средние показатели в других пегматитах на порядок (таблица 2).

Таблица 2 – Средние содержания естественных радионуклидов и эффективная активность керамического пегматита с миароловыми полостями и вмещающих парагнейсов субформации Брокнес по результатам гамма-спектрометрии (точка наблюдения 3080) (по данным автора)

Зона	Содержание				
	^{40}K, %	U (^{226}Ra), ppm	^{232}Th, ppm	Аэфф, Бк/кг	Th/U
Вмещающие парагнейсы	5.36	0.70	39.0	52.2	55.5
Блоковая зона пегматита	10.9	21.7	592	798	27.3
Миароловая полость	7.21	39.9	664	910	16.7

Сведения об обнаружении пегматитов с миароловыми полостями на территории Антарктиды отсутствуют в открытых опубликованных данных. Также нет информации об обнаружении подобных тел на территории холмов Ларсеманн, поэтому ранее эти пегматиты не выделялись в отдельный тип. В целом, как отмечалось ранее, формирование миароловых пустот является достаточно несвойственным явлением для керамических пегматитов, к которым относятся многие типы пегматитов холмов Ларсеманн.

Природа формирования полостей в рассмотренных пегматитах и достаточно широкое разнообразие минерализации в них остаются неизвестными. По совокупности признаков миароловые полости изученных пегматитов предварительно отнесены к первично-вторичным (мнимовторичным) по классификации В.Е. Загорского и соавторов [18]. Вероятно, их формирование было связано с автометасоматическим воздействием остаточных флюидов, возникших в ходе эволюции самих пегматитовых тел и вызвавших растворение ранее образованных минералов, расширение первичных пустот и переотложение вещества. На это указывают закономерная приуроченность полостей к блоковой зоне вблизи кварцевого ядра, их

многоярусное расположение и соответствие друзовой минерализации составу окружающего пегматита. Трещиноватость и дробление отдельных кристаллов, развитие псевдоморфоз могут свидетельствовать о последующем преобразовании миарол. Признаков истинно вторичных полостей (секущего положения относительно зональности пегматита, продолжения по трещинам во вмещающие породы и резко отличающейся наложенной минерализации) не установлено. Вместе с тем предложенная генетическая интерпретация носит предварительный характер и требует дальнейшего изучения.

На текущий момент миаролы в пегматитах керамической формации описаны в штате Керала (Индия) и некоторых телах Карелии [53]. При этом, в ряде регионов мира редкометалльно-мусковитовые пегматиты, также относимые к группе формаций высоких давлений, являются промышленным источником драгоценных разновидностей берилла и турмалина из миарол, а кристаллы кварца, альбита, мусковита и апатита из полостей мусковитовых пегматитов добываются как коллекционный материал. Опубликованных данных по подобным образованиям крайне мало, что затрудняет сравнение пегматитовых тел холмов Ларсеманн с пегматитами других локаций.

Формирование керамических пегматитов с миароловыми полостями происходило на поздних стадиях (D_4) Пан-Африканского орогенного события. По результатам U-Pb датирования фторапатита из данных пегматитов, их возраст оценивается в 519±4 млн лет [63] (см. главу 6). Данные пегматиты представляют собой продукты кристаллизации анатектического расплава, образованные в результате плавления вмещающих парагнейсов.

Таким образом, керамические пегматиты с миароловыми полостями характеризуются:

1. Линзовидной формой и согласным и субсогласным положением по отношению к вмещающим породам.

2. Наличием асимметричной зональности, заключающейся в последовательной смене мелко-среднекристаллической полевошпат-кварцевой зоны на неравномерно развитую пегматоидно-графическую зону и блоковую зону, облекающую кварцевое ядро в центральной части пегматитового тела.

3. Наличием миароловых пустот с кристаллами кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, апатита, монацита, граната.

4. Наиболее высокими среди рассмотренных типов пегматитов значениями содержания естественных радионуклидов и показателями эффективной активности.

4.3 Слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом

Слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом имеют крайне ограниченное распространение на исследуемой территории. Отдельные жилы этих

пегматитов установлены в северо-западной части полуострова Брокнес, а также на некоторых северных островах (Элиза Кейт и Сандеркок) оазиса [142]. За время полевых работ было встречено и описано 2 пегматитовых тела данного типа на полуострове Брокнес. Они представлены секущими и субсогласными с вмещающими породами жилами и линзами север-северо-западного простирания, протяженностью до 100-150 м и мощностью до 30 см (рисунок 31). Контакты пегматитовых тел с вмещающими породами волнистые.

Пегматиты данного типа представляют собой крупно- и гигантокристаллические породы серого цвета, сложенные плагиоклазом, кварцем и мусковитом. Из акцессорных минералов австралийскими исследователями отмечались единичные находки кристаллов берилла и турмалина в подобных телах на северных островах оазиса [142]. Текстура пород массивная. Встреченные на территории холмов Ларсеманн слюдоносные пегматиты с мусковитом характеризуются зональностью, местами слабо выраженной участковой.

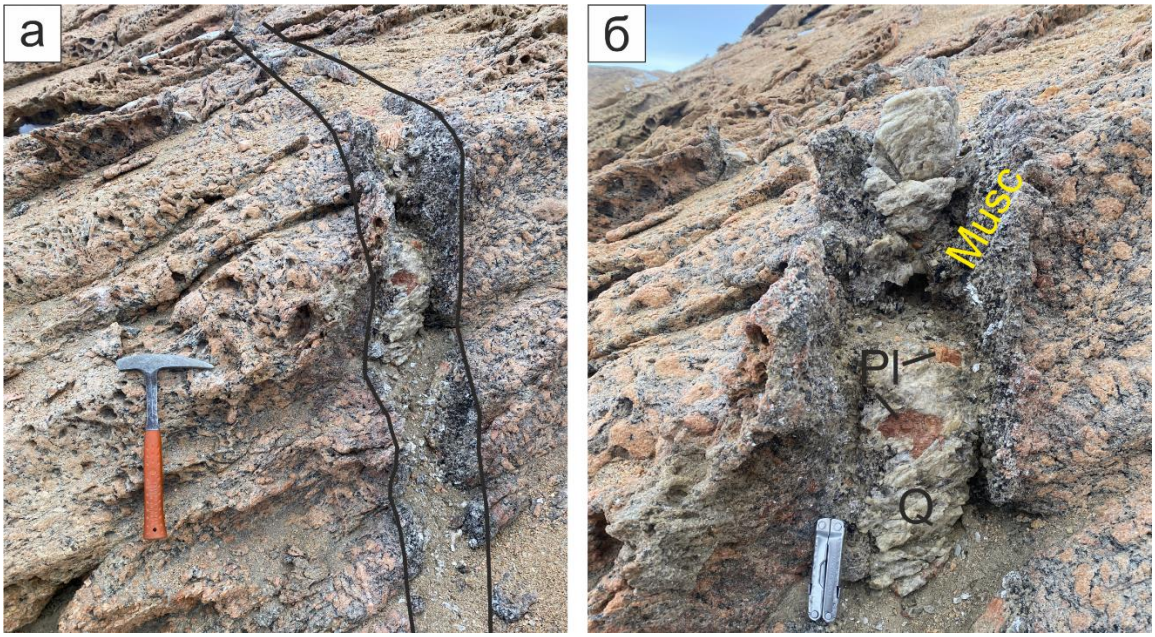

Рисунок 31 – Тело слюдоносных плагиоклазовых пегматитов с крупнокристаллическим мусковитом на точке наблюдения 3119 (полуостров Брокнес) (составлено автором)

Краевая зона этих пегматитов характеризуется неравномернозернистой гипидиоморфнозернистой структурой (рисунок 32). Главными минералами являются кварц (40-50 %), плагиоклаз №0-2 (25-30%) и мусковит (20-25%). Кварц представлен крупными (3-5 мм) ксеноморфными зёрнами светло-серого цвета, занимающими интерстиции между более идиоморфными крупными (3-30 мм) кристаллами мусковита. Зёрна плагиоклаза представлены гипидиоморфными кристаллами размером 1-5 мм.

Блоковая зона слагает основную часть объема жил и представлена, главным образом, плагиоклазом №3-13 и кварцем с подчинённым количеством мусковита (рисунок 33), периодически с обособленным кварцевым ядром – с ними ассоциируют крупные клиновидные

кристаллы мусковита и, редко, кристаллы берилла и турмалина [142]. Кварц в данной зоне формирует крупные и гигантские ксеноморфные выделения серого и дымчатого цвета. Плагиоклаз представлен гипидиоморфными зёрнами размером от 10 до 50 мм. Мусковит представлен гипидиоморфными кристаллами размером до 5-8 см в осевой части жилы. Вторичные процессы проявлены в небольшой степени, заключаясь в пелитизации и серицитизации полевых шпатов.

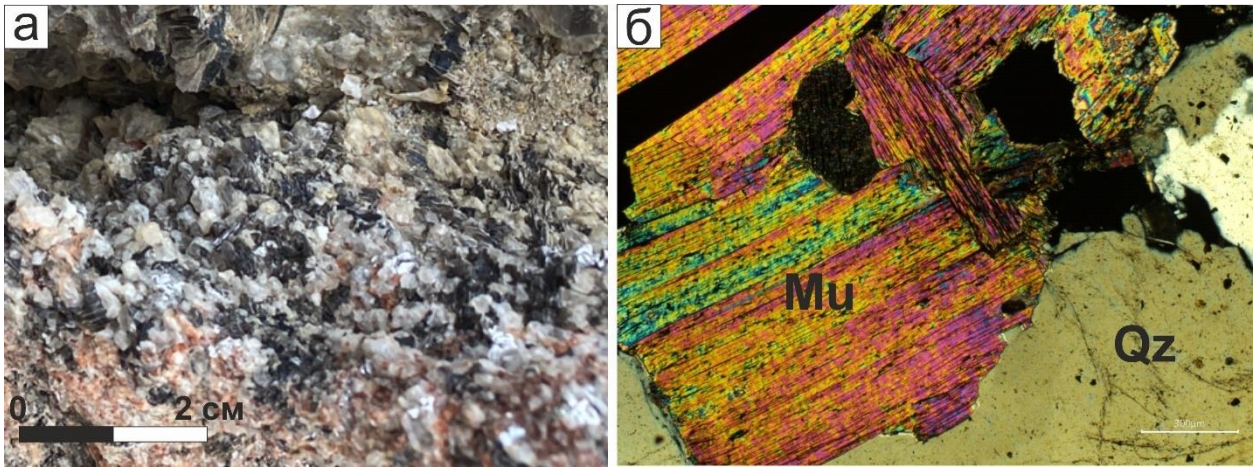

Рисунок 32 – Макрофотография образца (а) и фотография шлифа (б) краевой зоны слюдоносного плагиоклазового пегматита с крупнокристаллическим мусковитом (образец 3119/2): Qz – кварц, Mu – мусковит (составлено автором)

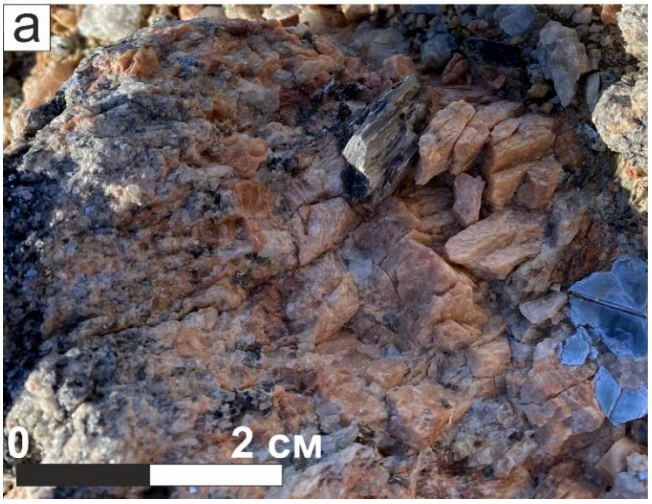

Рисунок 33 – Макрофотография блоковой зоны слюдоносного плагиоклазового пегматита с крупнокристаллическим мусковитом (точка наблюдения 3119) (фото автора)

Данные гамма-спектрометрических наблюдений показывают относительную обеднённость плагиоклазовых пегматитов с мусковитом радиоактивными элементами по сравнению с другими пегматитами (таблица 3).

Таблица 3 – Средние содержания естественных радионуклидов и эффективная активность слюдоносного плагиоклазового пегматита с крупнокристаллическим мусковитом и вмещающих парагнейсов субформации Брокнес по результатам гамма-спектрометрии (точка наблюдения 3119) (по данным автора)

Зона	Содержание				
	^{40}K, %	U (^{226}Ra), ppm	^{232}Th, ppm	Аэфф, Бк/кг	Th/U
Вмещающие парагнейсы	5.25	2.49	32.8	45.9	13.2
Контакт вмещающих парагнейсов и пегматитов	4.1	2.0	34.8	48.0	17.1
Центральная зона жилы	5.11	3.71	48.5	67.6	13.1

Данные пегматиты выделяются в отдельный тип лишь некоторыми геологами, исследовавшими пегматиты холмов Ларсеманн. К. Карсон и соавторы [79, 81] не отделяли эти пегматиты от других тел, связанных с деформационным событием D_4, а Ф. Диркс и соавторы [91] разделяли берилл-содержащие пегматиты без мусковита (его тип XII, соотносящийся с нашими керамическими пегматитами с хризоберилловой минерализацией) и пегматиты, содержащие первичный мусковит (его тип XIII, соотносящийся с посторогенными деформационными событиями). В работе Р. Маас и соавторов [142], подобно Ф. Дирксу, было предложено выделять эти пегматиты в отдельный тип, в первую очередь, из-за особенностей минерального состава этих пород. Прямые термобарометрические исследования и изотопное датирование данных пегматитов до сих пор не проводились. Р. Маас и соавторы, основываясь на присутствии в этих телах акцессорного берилла предположили, что данные пегматиты являются наиболее удалёнными от источника расплава и наименее высокотемпературными образованиями (последнее обстоятельство подтверждается прямой оценкой температуры формирования данных пегматитов, сделанной в данной работе (см. главу 5)). Кроме того, отдельно отмечается, что по изотопному составу (содержание Pb и Nd) данные пегматиты очень похожи на граниты комплекса Прогресс, что позволяет предполагать их формирование в результате частичного плавления общего протолита, а также говорить о близком времени внедрения. На текущий момент предполагается, что возраст внедрения этих пегматитов совпадает с возрастом гранитов Прогресс и оценивается в 515 млн лет [142].

Таким образом, слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом надёжно отличаются от других типов пегматитов холмов Ларсеманн по следующим характеристикам:

1. Жильной и линзовидной формой тел, залегающих несогласно или субсогласно с вмещающими породами с волнистыми контактами.

2. Наличием слабой симметричной зональности, заключающейся в последовательной смене неравномернозернистой кварц-плагиоклаз-мусковитовой зоны на блоковую плагиоклаз-кварцевую зону с развитыми кварцевыми обособлениями в осевой части жил.

3. Достаточно простым минеральным составом – кварц, плагиоклаз, мусковит.

4. Наличием мусковита, образующего крупные идиоморфные прозрачные клиновидные кристаллы.

5. Пониженными значениями содержаний естественных радионуклидов и эффективной активности.

4.4 Выводы по главе 4

Использование минерального состава в качестве одного из основных критериев типизации согласуется с современным подходом к классификации гранитных пегматитов [153]. Пегматиты холмов Ларсеманн представляют собой полевошпат-кварцевые породы с достаточно типичным минеральным составом для керамических и слюдоносных пегматитов. По совокупности признаков (морфология тел, минеральный состав, данные спектрометрических наблюдений) явно выделяются три различных типа пегматитов (таблица 4): керамические с хризоберилловой минерализацией, керамические с миароловыми полостями, слюдоносные плагиоклазовые с крупнокристаллическим мусковитом. Впервые описаны и выделены в отдельные типы пегматиты с миароловыми полостями.

Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией представляют собой протяженные тонкие секущие жилы с симметричной зональностью, внедрение которых происходило около 526-510 млн лет назад. Некоторые из данных тел характеризуются наличием значительных количеств не характерных для обычных гранитных пегматитов минералов (шпинель, кордиерит) и присутствием в достаточно значительных количествах хризоберилла, который, по мнению Загорского и соавторов, придаёт пегматитам статус самостоятельных месторождений.

Керамические пегматиты с миароловыми полостями представляют собой асимметрично зональные линзовидные или изометричные тела размером первые метры. В данных телах наблюдаются многочисленные небольшие миароловые пустоты с правильно огранёнными кристаллами дымчатого кварца и мориона, фторапатита, монацита, ксенотима, граната, рутила, ильменита и турмалина. В блоковых зонах данных тел в разной степени проявлены также силлиманит и кордиерит. Время формирования данных тел оценивается в 519 млн лет, что соответствует их образованию при деформационном этапе D_4 Пан-Африканского орогенеза.

Слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом представлены тонкими жилами и линзами со слабовыраженным симметричным зональным

строением. Пегматиты этого типа надёжно выделяются по минеральному составу. В данных телах главным полевым шпатом является плагиоклаз, а также присутствует мусковит, образующий крупные правильные клиновидные кристаллы. Акцессорные минералы проявлены крайне редко – в отдельных случаях наблюдаются кристаллы берилла и турмалина. Время образования этих пегматитов оценивается в 515 млн лет.

Таблица 4 – Сравнительная геолого-минералогическая характеристика различных типов пегматитов холмов Ларсеманн (по данным автора)

	Керамические с хризоберилловой минерализацией	Керамические с миароловыми полостями	Слюдоносные плагиоклазовые с крупнокристаллическим мусковитом
Dirks et al, 1993	XII	-	XIII
Carson et al., 1995	D_4	-	D_4
Wadoski et al., 2011	D_4	-	-
Maas et al., 2015	D_4	-	post-D_4
Zong et al., 2023	D_4	-	-
Морфология	Жилы	Линзы, изометричные тела	Жилы, линзы
Зональность	Отчётливая симметричная	Ясная, ассиметричная	Слабая симметричная
Породообразующие минералы	Калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз №14-30, биотит	Калиевый полевой шпат, плагиоклаз №0-26, кварц, биотит	Кварц, плагиоклаз №0-13, мусковит
Акцессорные минералы	Силлиманит, магнетит, гранат, циркон, фторапатит, турмалин, рутил, шпинель, хризоберилл	Фторапатит, гранат, кордиерит, силлиманит, турмалин, монацит, ксенотим, циркон, рутил, ильменит, магнетит, армолколит, псевдорутил, пирит	Турмалин, берилл
Эффективная активность, Бк/кг	61.5-103	52.2-910	45.9-67.6
Давление, кбар	4.5 [77, 180]	4.5 [77, 180]	3.6 [142]
Температура формирования, ^oC	610-730	380-720	470-570
Возраст, млн лет	526-510 [181, 210]	519	ок. 515 [142]
Принадлежность к деформационному событию	D_4	D_4	D_4

ГЛАВА 5 ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНН

Для доказательства типизации, уточнения особенностей формирования и эволюции рассмотренных пегматитов холмов Ларсеманн в работе изучены типохимические особенности широко распространённых породообразующих и акцессорных минералов: кварца, полевых шпатов, биотита, граната и фторапатита. Несмотря на наличие в отдельных типах пегматитов ряда типоморфных минералов (хризоберилл, кордиерит и др.), данные минералы распространены неравномерно, встречаются локально и нередко отсутствуют в значительной части пегматитовых тел, что ограничивает возможность их использования для сопоставления различных типов пегматитов. В то же время кварц, калиевый полевой шпат, биотит, гранат и фторапатит присутствуют в большинстве изученных тел и позволяют проследить особенности состава расплавов, степень их эволюции и условия минералообразования.

5.1 Кварц

Кварц - один из главных породообразующих минералов гранитных пегматитов. Широкое распространение этого минерала и развитие микроаналитических методов геохимии способствовали увеличению внимания к изучению его примесного состава в последние несколько десятилетий. При этом работ, посвященных изучению следовых элементов в кварце, на текущий момент не так много [34, 100, 105, 160], особенно в сравнении с другими минералами.

Редкие элементы, присутствующие в кварце в виде примесей, могут дать ценную информацию об условиях происхождения вмещающих его пород [105]. Кроме того, содержания некоторых редких элементов в кварце коррелируют с их содержаниями во вмещающей породе, что позволяет использовать геохимические особенности состава кварца как индикатор металлогенического потенциала вмещающих его образований [150].

Кварц характеризуется сильной ковалентной связью между Si и O. В его кристаллическую решетку в небольших концентрациях способны входить следующие элементы – Li, H, Be, B, Mn, Ge, Rb, Sr, Al, P, K, Ca, Ti и Fe [105]. Эти элементы путем замещений могут входить в тетраэдрическую структуру кварца: четырехвалентные катионы Ti^{4+} и Ge^{4+} напрямую могут замещать Si^{4+} в тетраэдрической позиции. Трехвалентные катионы, такие как Al^{3+}, Fe^{3+} и B^{3+} могут замещать Si^{4+} вместе с некоторыми элементами компенсаторами заряда (H^{+}, Li^{+}, K^{+}, Na^{+}, Be^{2+}) [71, 94, 191].

Геохимические особенности кварца определяются следующими факторами:

1. Первоначальный состав расплава или флюида и характер их эволюции.

2. Наличие других минеральных фаз, влияющих на активность или концентрацию редких элементов (например, содержание Li в кварце может быть ограничено из-за наличия литиевых слюд или турмалина).

3. Коэффициент распределения примесных элементов между кварцем и флюидом/расплавом при заданных условиях.

4. Температуры и давления кристаллизации.

5. Скорость роста кристаллов и степень равновесия кристаллизации.

5.1.1 Характеристика образцов и методика исследования

С целью сравнительного анализа состава кварца из различных типов пегматитов холмов Ларсеманн был изучен примесный состав кварца в 34 зернах кварца из 11 образцов. В зональных телах отбор проводился раздельно из краевой, пегматоидно-графической и блоковой зон, а также миароловых полостей. Положение образцов в пределах пегматитовых тел, их номера и соответствующие разновидности кварца приведены в таблице 5. Кварц из гранитов D_2–D_3 рассматривается отдельно в качестве сравнительного материала.

Таблица 5 – Характеристика выборки кварца для исследования методом SIMS (по данным автора)

Тип породы	Образец	Структурная зона	Число зёрен
Граниты D_2-D_3	3117/5	-	4
Керамический пегматит с хризоберилловой минерализацией	3108-1/14, 3108-1/18	Аплитовая	6
	3108-1/15, 3108-1/17	Пегматоидно-графическая	6
	3108-1/16	Блоковая	3
Керамический пегматит с миароловыми полостями	3080/18	Пегматоидно-графическая	3
	3080/23	Блоковая	3
	3080/15	Миароловая полость	3
Слюдоносный плагиоклазовый пегматит с крупнокристаллическим мусковитом	3119/2	Краевая	3
	3119/3	Блоковая	3

Из каждого образца вырезались пластины дисковой пилой толщиной 0.5 мм, которые помещались в шайбы с эпоксидной смолой и шлифовались на халцедоне свободным алмазным абразивом зернистостью в 2 мкм. Затем шайбы полировали на войлоке алмазным абразивом зернистостью в 0.5–1.0 мкм, смоченным водой и полипропиленгликолем.

Содержание редких элементов определяли методом SIMS на ионном зонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИ РАН. В общей сложности было выполнено 34 локальных анализа.

Кварц из рассмотренных пород, как правило, незональный (кроме отдельных кристаллов кварца, отобранных непосредственно из миароловой полости).

Кварц в гранитах D_2-D_3 встречается в виде бесцветных ксеноморфных зерен размером от 0.3 до 4-5 мм (рисунок 34). Периодически в крупных зёрнах кварца наблюдаются многочисленные трещины.

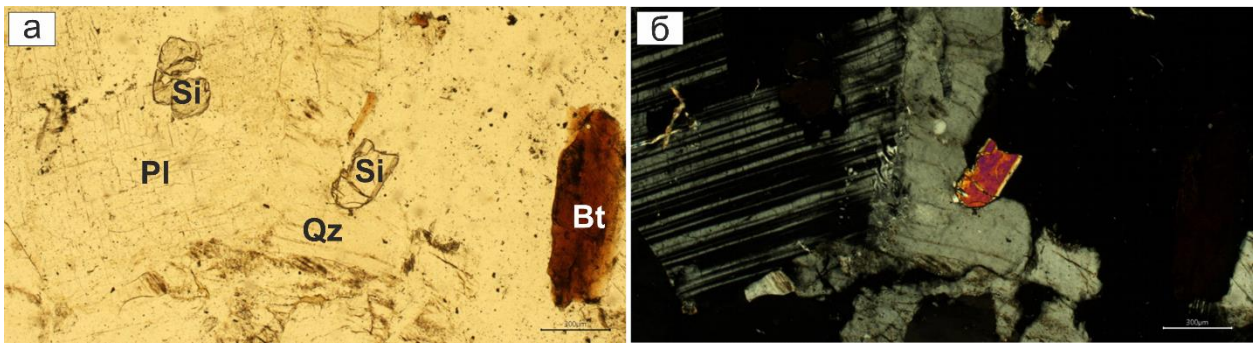

Рисунок 34 – Кварц в граните D_2-D_3. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

В керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией исследован кварц краевой, пегматоидно-графической и блоковой зон. Кварц аплитовой зоны (рисунок 35) представлен ксеноморфными округлыми зёрнами размером преимущественно 0.1-0.5 мм, реже 1.0-2.0 мм, заполняющими интерстиции между зёрнами полевых шпатов. В пегматоидно-графической зоне кварц образует закономерно ориентированные удлинённые вростки в калиевом полевом шпате размером 0.5-2.0 см. Кварц блоковой зоны представлен ксеноморфными и гипидиоморфными зёрнами размером 1-5 см, местами интенсивно трещиноватыми и фрагментированными. В отдельных случаях наблюдаются включения удлиненных кристаллов силлиманита в кварце. Сам же кварц иногда может образовывать мелкие включения в биотите.

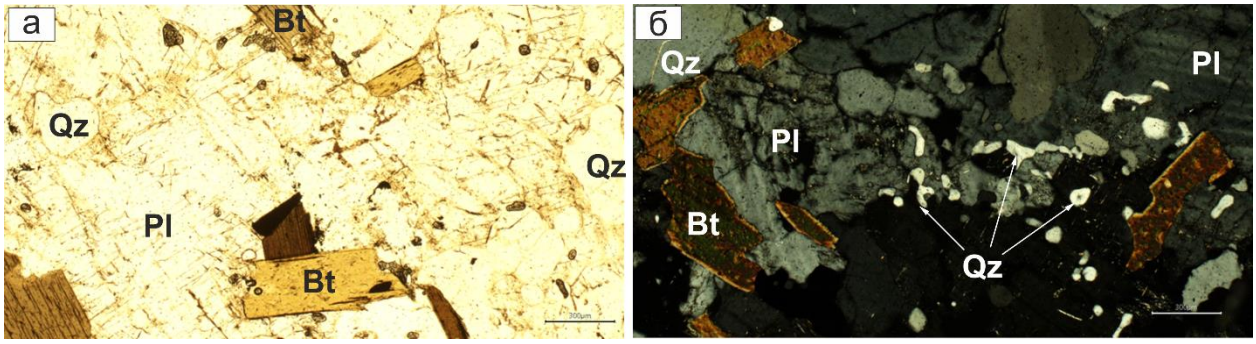

Рисунок 35 – Кварц в аплитовой зоне керамического пегматита с хризоберилловой минерализацией. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

В керамических пегматитах с миароловыми полостями изучены несколько морфологических разновидностей кварца. В краевой аплитовидной зоне кварц образует ксеноморфные зёрна размером преимущественно 1–4 мм, располагающиеся между гипидиоморфными зёрнами калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Периодически наблюдаются микропегматитовые сростки кварца с калиевым полевым шпатом. В некоторых

зёрнах кварца наблюдаются включения радиально-лучистых агрегатов силлиманита (рисунок 36). В пегматоидно-графической зоне тела кварц представлен удлинёнными и веретенообразными вростками в калиевом полевом шпате; их толщина составляет преимущественно 0.5–2.0 см, а длина достигает 2–5 см. В блоковой зоне кварц образует ксеноморфные выделения дымчатого цвета размером 1–5 см.

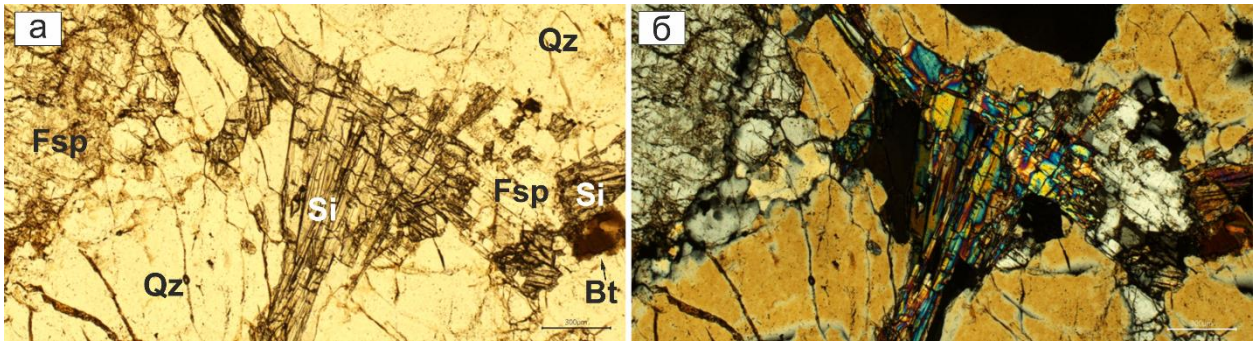

Рисунок 36 – Кварц с включениями силлиманита в керамическом пегматите с миароловыми полостями. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

Самостоятельную разновидность составляет друзовый кварц миароловых полостей. Он представлен правильно образованными призматическими кристаллами дымчатого кварца и мориона размером преимущественно 0.5–5 см (рисунок 37), отдельные кристаллы достигают 10 см. В кварце часто отмечаются включения гематита, рутила, сростки с кристаллами фторапатита и сложными псевдоморфозами по ильмениту.

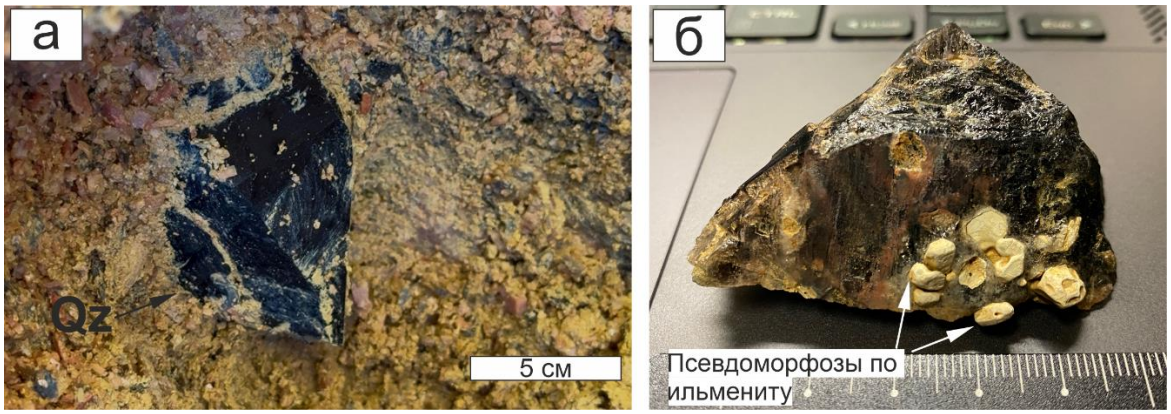

Рисунок 37 – Кристаллы кварца из миароловых полостей керамических пегматитов: (а) кристалл мориона среди миароловой глины, (б) кристалл мориона с включениями сложных псевдоморфоз по ильмениту (составлено автором)

В слюдоносных плагиоклазовых пегматитах с крупнокристаллическим мусковитом исследован кварц краевых и блоковых зон. В краевой зоне кварц образует ксеноморфные зёрна размером от 3-5 мм, заполняющие интерстиции между гипидиоморфными зёрнами плагиоклаза и пластинчатыми кристаллами мусковита (рисунок 38). Для границ кварца и мусковита местами характерны индукционные очертания, указывающие на их совместный рост. Кварц блоковой

зоны представлен крупными зёрнами размером до нескольких сантиметров, местами формируя локальные скопления.

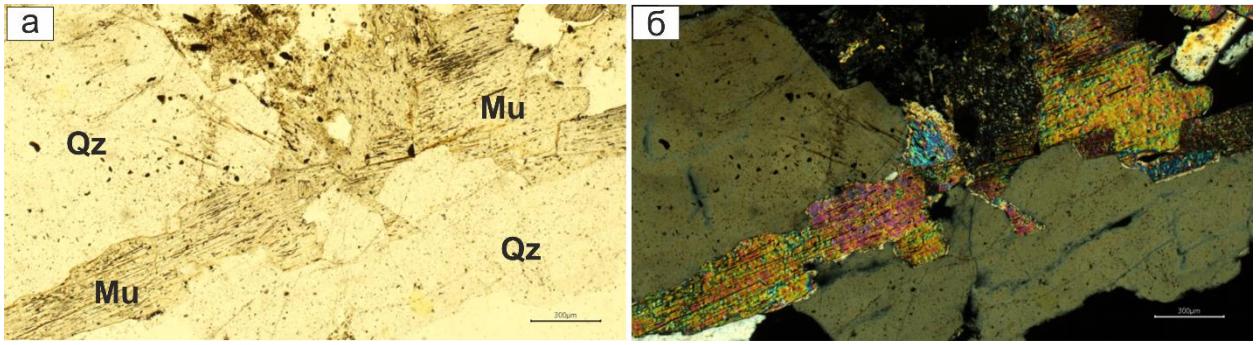

Рисунок 38 – Кварц в слюдоносном плагиоклазовом пегматите с крупнокристаллическим мусковитом. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

5.1.2 Результаты и обсуждение

Кварц из гранитов и всех зон рассмотренных пегматитов содержит определяемые количества Al, K, Ca, Rb, Sr, Ba, Ge, Fe, Mn, Ti, Mg, Na, B, Li, Be. Химический состав исследованного кварца приведен в таблице Б.1. Наиболее распространённой примесью в исследованном кварце является Al, тогда как содержания остальных элементов существенно ниже. Наиболее широкий диапазон значений характерен для Ti, концентрация которого составляет 2.77–211 ppm и закономерно изменяется между отдельными разновидностями кварца.

Распределение Ti и температура образования кварца. В зональных пегматитах содержание Ti в кварце преимущественно уменьшается от внешних зон к внутренним (рисунок 39).

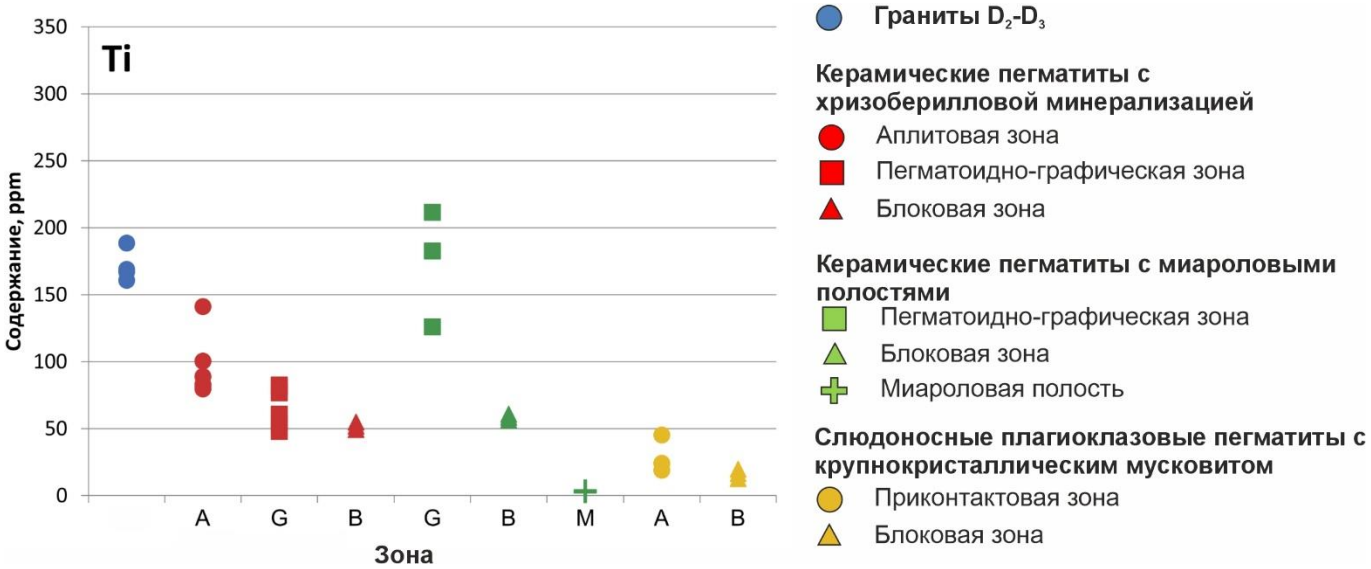

Рисунок 39 – Содержание Ti в кварце различных зон и типов гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн (A – аплитовая (краевая) зона, G – пегматоидно-графическая, B – блоковая, M – миароловая полость) (составлено автором)

В керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией медианная концентрация Ti снижается от 85.9 ppm в кварце аплитовой зоны до 68.7 ppm в пегматоидно-графической и 52.0 ppm в блоковой зоне. В пегматитах с миароловыми полостями наиболее высокая медианная концентрация Ti установлена в кварце пегматоидно-графической зоны – 183 ppm; в блоковой зоне она снижается до 58.7 ppm, а в друзовом кварце миароловых полостей – до 3.35 ppm. В плагиоклазовых пегматитах с мусковитом медианное содержание Ti уменьшается от 24.0 ppm в кварце краевой зоны до 16.3 ppm в кварце блоковой зоны. Кварц основной массы гранитов D_2–D_3 характеризуется относительно высокими содержаниями Ti – 161–189 ppm (рисунок 39).

Содержание Ti в кварце зависит от температуры его формирования, что позволяет использовать этот элемент как геотермометр. В 2022 году Осборн и соавторы представили улучшенную и расширенную термобарометрическую модель (формула 5.1) поведения этого элемента в кварце [159]. Основным нововведением этой работы стала улучшенная калибровка, включающая учёт давления и активность TiO_2. Метод основан на температурной и барической зависимости изоморфного замещения Si^{4+} на Ti^{4+} в тетраэдрической позиции структуры кварца. Предложенная авторами модель расширенного объёма (Vex) откалибрована по результатам многочисленных экспериментов, проведённых в широком диапазоне температур и давлений в полях устойчивости α- и β-кварца. В отличие от более ранних версий TitaniQ, новая калибровка также учитывает нелинейное влияние давления на растворимость Ti и не предполагает разрыва этой зависимости при переходе α-кварца в β-кварц. Данная модель расширяет диапазон применения и охватывает широкий спектр геологических условий (от магматических и метаморфических пород до гидротермальных систем). Модель описывается уравнением (5.1):

$$RTlnX_{TiO_2}^{Quartz} = -55.287 - P(-2.625 + 0.0403P) + RTlna_{TiO_2}^{Rutile}, \quad (5.1)$$

где R = 0.0083145 – универсальная газовая постоянная, кДж·моль$^{-1}$·К$^{-1}$; T – температура, К; P – давление, кбар; $X_{TiO_2}^{Quartz}$ – мольная доля TiO_2 в кварце, $a_{TiO_2}^{Rutile}$ – активность TiO_2 относительно рутила.

Применение данного термобарометра требует независимой оценки давления и активности TiO_2, а также подтверждения равновесной кристаллизации исследуемого кварца. В присутствии равновесного с кварцем рутила принимается $a_{TiO_2}^{Rutile} = 1$. В отсутствие рутила использование метода требует оценки активности TiO_2, определение которой сопряжено со значительной неопределенностью [159]. Дополнительным ограничением является выраженная зависимость растворимости Ti в кварце не только от температуры, но и от давления: при относительно низких давлениях влияние давления может быть сопоставимо с температурным или даже преобладать над ним [159].

При расчете температуры формирования кварца были использованы значения давления из литературных данных (таблица 6). В разновидностях кварца из гранитов D_2-D_3 и слюдоносных плагиоклазовых пегматитов с мусковитом, для которых равновесная ассоциация с рутилом не установлена, активность TiO_2 условно принята равной 0.6. Выбор данного значения основан на экспериментальных оценках активности TiO_2 в кремнекислых расплавах.

Таблица 6 – P-T параметры формирования различных пегматитов и гранитов холмов Ларсеманн (по данным автора)

Тип породы	Давление, кбар	Температура, ˚С
Граниты D_2-D_3	4.5 [77, 180]	750-770
Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией	4.5 [77, 180]	610-730
Керамические пегматиты с миароловыми полостями	4.5 [77, 180]	380-720
Слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом	3.6 [142]	470-570

Начальные температуры кристаллизации гранитов D_2-D_3, керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией и пегматитов с миароловыми полостями соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма. Наиболее близкое приближение к начальной температуре кристаллизации пегматитового расплава дают результаты, полученные для кварца приконтактовых зон жил. Кварц аплитовой зоны керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией был сформирован при температуре 670–730 °С. Для краевой зоны слюдоносных пегматитов получены существенно более низкие температуры – 500–570 °С (рисунок 40).

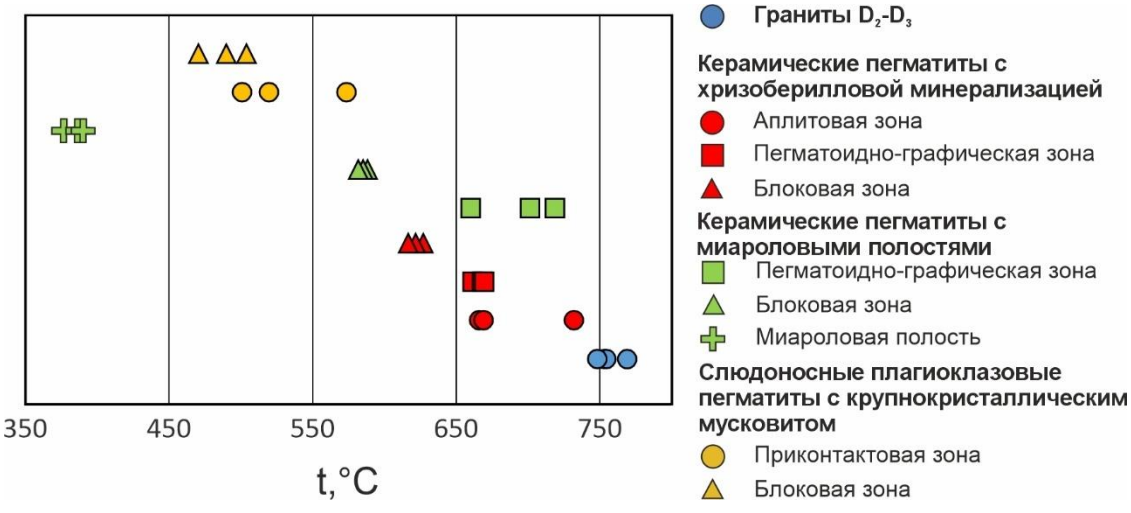

Рисунок 40 – Температуры кристаллизации кварца в гранитах и различных типах и зонах пегматитов холмов Ларсеманн (составлено автором)

Для пегматитов с миароловыми полостями кварц аплитовой зоны не анализировался. Наиболее ранней исследованной разновидностью в них является кварц пегматоидно-графической зоны, температура кристаллизации которого составляет 660–720 °С. Температуры

кварца основной массы гранитов D_2–D_3 составляют 750-770 °С. Для всех рассмотренных пегматитов характерно уменьшение температуры их кристаллизации от краевых частей к центральным (рисунок 40).

Температуры формирования слюдоносных плагиоклазовых пегматитов с крупнокристаллическим мусковитом (470-570 °С), в целом, соотносятся с температурным диапазоном формирования первично-метаморфических слюдоносных пегматитов (550-650 °С) [30], однако, могут отражать и последующие метасоматические изменения на послемагматическом этапе [30].

Температуры кристаллизации кварца из миароловых пустот (380-390 °С) соответствуют их кристаллизации на поздней гидротермальной стадии. Данные обстоятельства подтверждаются тем фактом, что на диаграмме Ti-Al точки составов этих кварцев попадают в поле немагматических (рисунок 41).

Необходимо отметить, что значения температур ниже 550 °С, полученные для некоторых кварцев из пегматитов с миароловыми полостями и слюдоносных пегматитов, выходят за экспериментальный диапазон калибровки Осборна и соавторов [159] и рассматриваются как ориентировочные оценки.

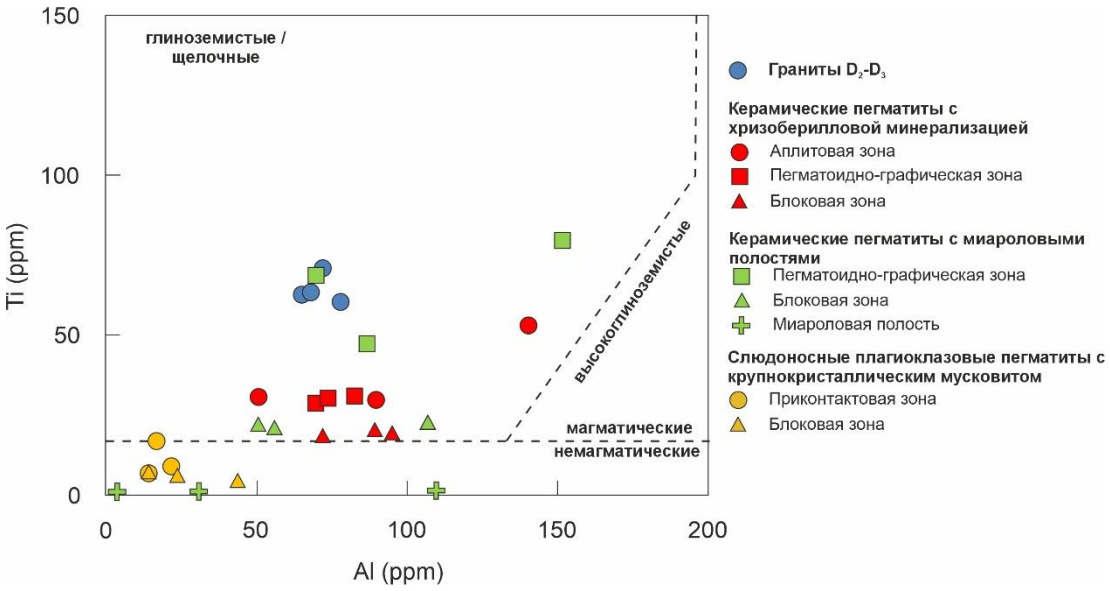

Рисунок 41 – Содержание Al и Ti в кварце гранитов D_2-D_3 и различных типов пегматитов холмов Ларсеманн. Поля по [62] (составлено автором)

Во всех рассмотренных пегматитах наблюдается увеличение содержания K в кварце от краевых к центральным зонам пегматитовых тел. При этом, несмотря на симметричную зональность керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией, содержание K в противоположных краевых частях одного и того же тела может отличаться на порядок - от 27.1 до 240 ppm. Содержание отдельных элементов в разных зонах различных пегматитовых тел может иметь различное поведение. Содержание Ba в кварце слюдоносных пегматитов с

мусковитом характеризуется умеренным снижением от краевых зон (0.07-0.32 ppm, медиана 0.28 ppm) к центральным (0.14-0.16 ppm, медиана 0.16 ppm). Это может объясняться конкуренцией со стороны плагиоклаза, который является основным полевым шпатом в данных породах. Противоположное поведение этого элемента наблюдается в пегматитах с миароловыми полостями, в кварце которых его содержание растёт от краевых зон (медиана 0.07 ppm) к центральным (медиана 0.14 ppm). Данное обстоятельство является достаточно характерным поведением этого элемента в кварце пегматитовых систем [100].

Во всех рассмотренных пегматитах отмечается постепенное повышение концентрации Ge в кварце от приконтактовых зон к графическим и блоковым зонам, а также к миароловым полостям (рисунок 42). Этот тренд наиболее выражен в кварце из пегматитов с миароловыми полостями, в которых содержание Ge может изменяться от 9.61-11.0 ppm при медианном значении 10.1 ppm в краевых частях до 13.6-15.1 ppm при медиане 13.6 ppm в блоковой зоне и 12.8-16.2 ppm при медиане 15.5 ppm в кварце из миароловых полостей. Увеличение содержания Ge может объясняться более высокой растворимостью GeO_2 по сравнению с SiO_2 во флюидной фазе при близком ионном радиусе, что обуславливает обогащение этим элементом кварца из позднемагматических и гидротермальных образований [105].

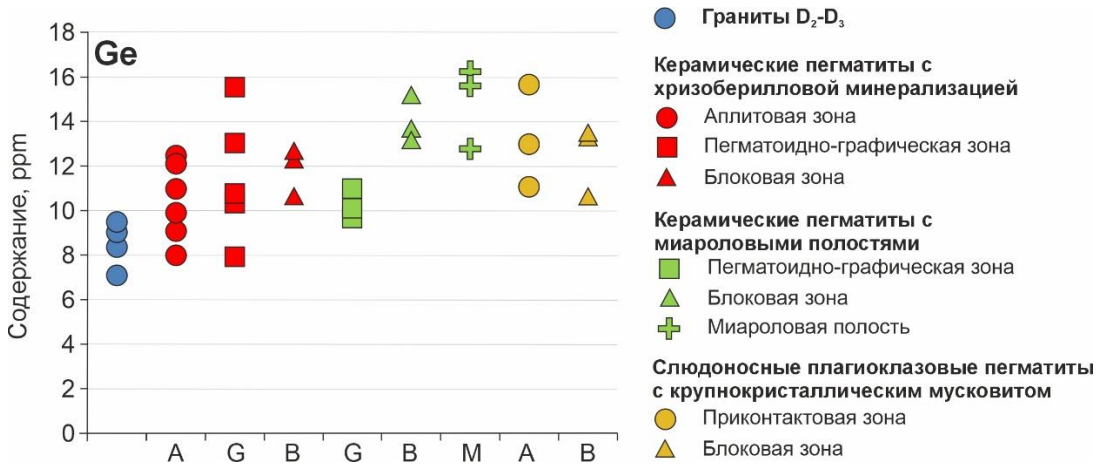

Рисунок 42 – Содержание Ge в кварце различных зон и типов гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн (A – аплитовая (краевая) зона, G – пегматоидно-графическая, B – блоковая, M – миароловая полость) (составлено автором)

Содержание B может варьировать в широких пределах внутри отдельных тел, но почти для всех зональных пегматитов отмечается повышение его концентрации в кварце от приконтактовых зон к графическим и блоковым. Наиболее контрастно этот тренд проявляется в кварце пегматитов с хризоберилловой минерализацией (медиана 0.73 ppm в аплитовых зонах и медиана 4.16 ppm в блоковых зонах). Исключение составляет кварц из пегматитов с миароловыми пустотами, в которых содержания B оказываются сопоставимыми для различных зон – 0.33-0.81 ppm, медиана 0.62 ppm. Предполагается, что содержание B в кварце

рассмотренных типов пегматитов мало подвержено влиянию сосуществующих боросиликатных минералов, встречающихся практически во всех зонах пегматитов. Концентрация Be в кварце различных зон меняется более сложным образом в различных типах пегматитов, не образуя единой тенденции. Так, в пегматитах с миароловыми полостями и слюдоносных пегматитах наблюдается незначительное снижение Be в кварце от краевых к блоковым зонам, в то время как в пегматитах с хризоберилловой минерализацией максимальное содержание Be обнаруживается в кварце из графических (медиана 1.55 ppm) и блоковых (медиана 1.31 ppm) зон, в которых в значительных количествах может присутствовать хризоберилл.

Li также оказывается информативным индикатором при изучении зональности пегматитов. Во всех рассмотренных образованиях отмечается снижение содержания Li от краевых частей к центральным. Вероятнее всего, данное обстоятельство объясняется конкуренцией со стороны турмалина и слюд [160], в последних часто наблюдается закономерное увеличение содержания Li и других несовместимых элементов от краевых к центральным частям пегматитовых тел (см. раздел 5.3.2). Интересно, что для кварца из других мировых пегматитовых провинций, наблюдается противоположный тренд на увеличение концентрации Li от краевых и менее фракционированных до центральных и более фракционированных частей пегматитовых тел [100, 150].

Информативными индикаторами степени фракционирования расплава являются отношения Al/Ti и Ge/Ti в кварце [100], демонстрирующие рост в поздних разновидностях кварца (рисунок 43). Минимальные значения этих соотношений (0.48-1.50, медиана 1.05) характерны для гранитов D_2-D_3, а также приконтактовых зон пегматитов с хризоберилловой минерализацией и графических зон пегматитов с миароловыми полостями. Наибольшие значения внутри отдельных типов наблюдаются для блоковых зон. Самые высокие отношения характерны для кварца из миароловых пустот (3.53-81.1, медиана 24.6).

Сравнение состава изученного кварца с литературными данными показывает, что содержание редких элементов в нём соответствует диапазону, типичному для керамических пегматитов [100]. При изучении пегматитов холмов Ларсеманн наиболее информативными элементами в кварце оказались Ti, Al и Ge. Полезным редким элементом при изучении зональности пегматитов данной территории может стать и B, являющийся достаточно распространенным элементом в породах изучаемой территории. Концентрация B демонстрирует явное увеличение в кварце блоковых зон различных типов пегматитов. Концентрации других элементов (Fe, Mn, Ca, Be и др.) в кварце оказываются малоинформативными и плохо подходят для использования в качестве петрогенетических индикаторов процессов пегматитообразования.

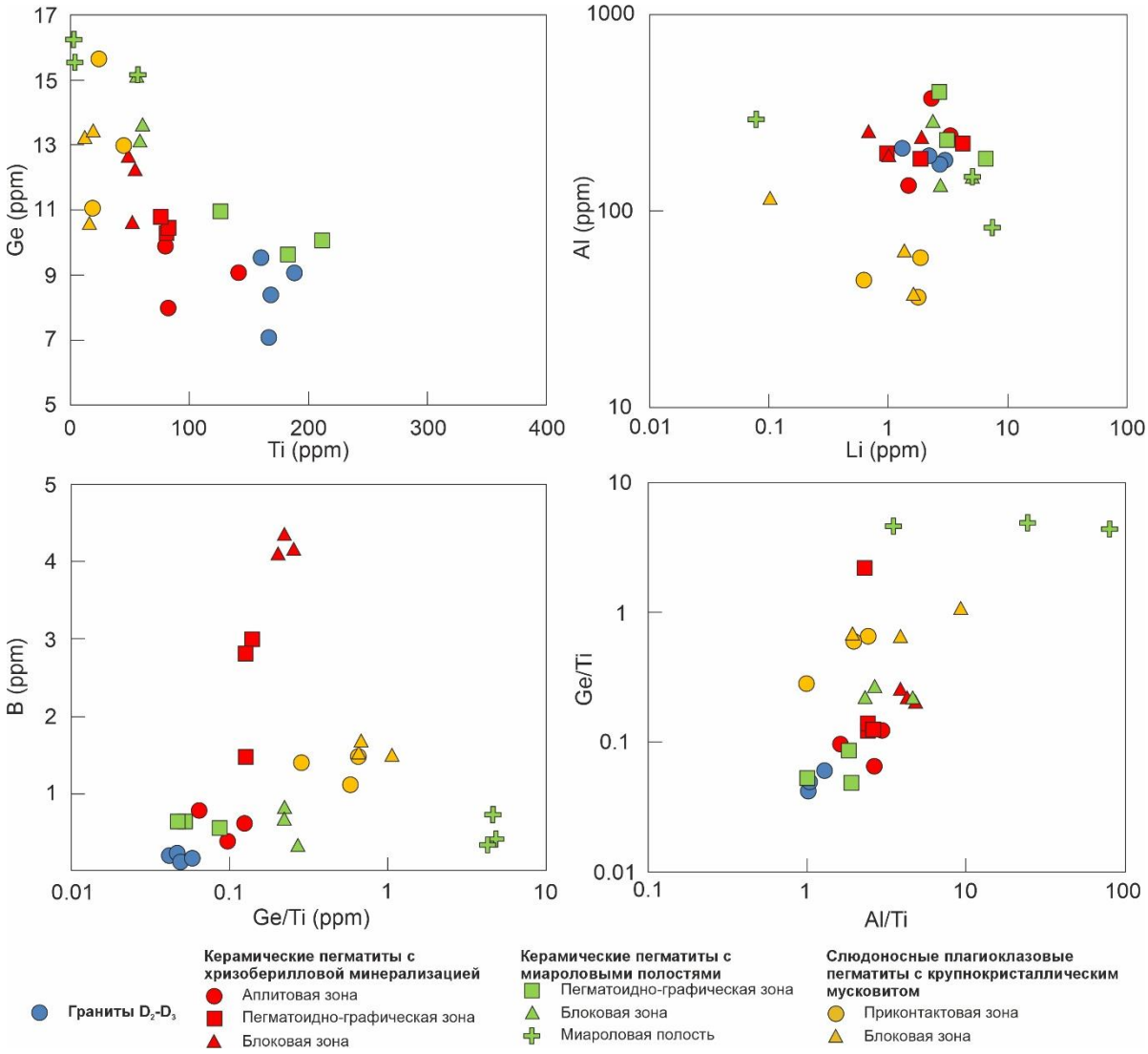

Рисунок 43 – Соотношения некоторых примесных элементов в исследованных кварцах гранитов D_2-D_3 и различных типов пегматитов холмов Ларсеманн (составлено автором)

5.2 Калиевый полевой шпат

Калиевые полевые шпаты для большинства пегматитовых тел играют роль важного «сквозного» породообразующего минерала. В керамических пегматитах калиевый полевой шпат является одним из основных породообразующих минералов, составляя до 85% объема тел. Данный минерал также выполняет и основную часть графических и крупноблоковых структур в пегматите. Окраска полевого шпата может быть очень разнообразной, от белой до розоватой, кремовой и красной. Среди наиболее распространенных редких элементов в калиевом полевом шпате отмечаются Ba и Sr, а также Rb, Cs, Li, Tl, Pb и REE. Эти элементы могут замещать K и Na в позиции M в структуре кристаллической решетки [82, 151, 171, 178]. Фосфор вместе с алюминием способен изоморфно замещать кремний в калиевых полевых шпатах по схеме: $P^{5+} + Al^{3+} = 2Si^{4+}$ [131]. Бор является достаточно нетипичным элементом в этих минералах, встречаясь в существенных количествах лишь в «натровых» пегматитах. Однако незначительные

содержания B периодически отмечаются для полевых шпатов пералюминиевых пегматитов. Предполагается, что B замещает Al в тетраэдрической позиции [82]. Подобный механизм замещения характерен также для Fe^{3+} и Ga [155].

5.2.1 Характеристика образцов и методика исследования

Для анализа и сопоставления составов калиевых полевых шпатов из гранитов и различных типов пегматитов холмов Ларсеманн был изучен их примесный состав в 30 зернах из 9 образцов. Концентрации выбранных элементов были изучены в калиевых полевых шпатах из всех зон зональных пегматитов.

Положение образцов в пределах пегматитовых тел, их номера и соответствующие разновидности калиевого полевого шпата приведены в таблице 7. Калиевый полевой шпат из гранитов D_2–D_3 рассматривается отдельно в качестве сравнительного материала.

Таблица 7 – Характеристика выборки калиевого полевого шпата для исследования методом SIMS (по данным автора)

Тип породы	Образец	Структурная зона	Число зёрен
Граниты D_2-D_3	3117/5	-	3
Керамический пегматит с хризоберилловой минерализацией	3108-1/14, 3108-1/18	Аплитовая	7
	3108-1/15, 3108-1/17	Пегматоидно-графическая	7
	3108-1/16	Блоковая	4
Керамический пегматит с миароловыми полостями	3080/18	Пегматоидно-графическая	4
	3080/Fs	Блоковая	4
	3080/Fs-a	Миароловая полость	1

Содержание основных элементов определялось методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 в ИГГД РАН. Всего было выполнено 48 анализов.

Содержание редких элементов определяли методом SIMS на ионном зонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИ РАН. В общей сложности было выполнено 30 локальных анализов.

В гранитах D_2–D_3 полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Калиевый полевой шпат является главным породообразующим минералом и составляет около 30–40% объёма породы. Он образует преимущественно гипидиоморфные зёрна размером 1–4 мм. Плагиоклаз №11-32 (приложение Б, таблица Б.4) находится в подчинённом количестве (см. главу 4) и также представлен гипидиоморфными зёрнами размером преимущественно 1–4 мм.

В керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Соотношение, морфология и размер зёрен этих минералов закономерно изменяются по направлению от краевых частей жил к их

осевым зонам. В аплитовой зоне (рисунок 44) преобладает плагиоклаз №14-30 (приложение Б, таблица Б.4), формирующий гипидиоморфные зёрна размером преимущественно 0.4–1.0 мм. Калиевый полевой шпат находится в подчинённом количестве и представлен зёрнами размером 0.3–1.0 мм. В отдельных зёрнах отмечаются ориентированные пертитовые вростки размером 0.1–0.2 мм. В пегматоидно-графической зоне калиевый полевой шпат является главным полевым шпатом и образует моноблоки размером 1–5 см, содержащие закономерно ориентированные удлинённые и изометричные вростки кварца. В блоковой зоне также преобладает калиевый полевой шпат, представленный крупными идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами мясо-красного, розоватого и розовато-оранжевого цвета размером преимущественно 5–10 см. Плагиоклаз находится в подчинённом количестве и образует зёрна размером до 2–3 см. От аплитовой к блоковой зоне наблюдаются увеличение содержания и размера индивидов калиевого полевого шпата и уменьшение относительной роли плагиоклаза.

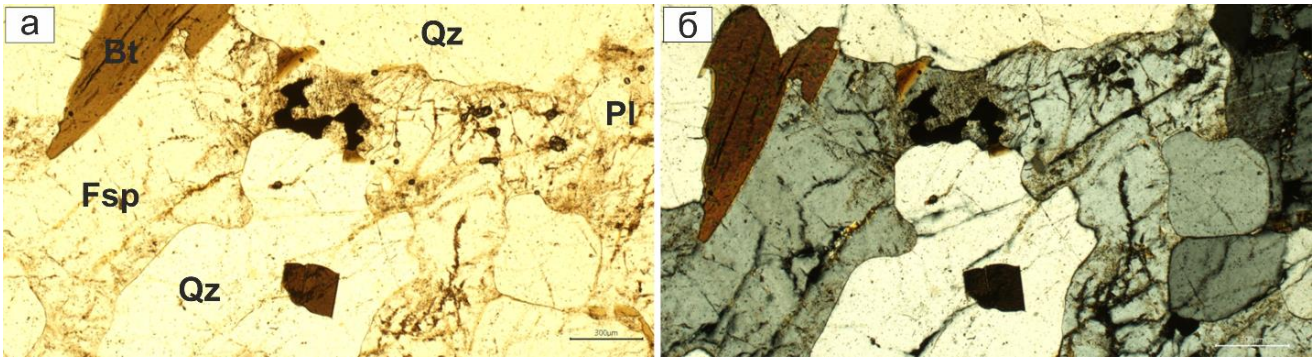

Рисунок 44 – Полевые шпаты в аплитовой зоне керамического пегматита с хризоберилловой минерализацией. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

В керамических пегматитах с миароловыми полостями полевые шпаты представлены, главным образом, калиевым полевым шпатом. Морфология, размеры и соотношение их зёрен закономерно изменяются в соответствии с асимметричной зональностью пегматитовых тел. В данной работе изучался калиевый полевой шпат пегматоидно-графической и блоковой зоны, а также миароловых полостей. В пегматоидно-графической зоне калиевый полевой шпат образует блоки размером 1–4 см. В них располагаются субпараллельно ориентированные вростки кварца, формирующие закономерные графические срастания. Калиевый полевой шпат данной зоны интенсивно пелитизирован. В блоковой зоне калиевый полевой шпат образует крупные агрегаты размером преимущественно 5–10 см. Особую разновидность представляют полевые шпаты миароловых полостей. Они образуют свободно растущие кристаллы на стенках полостей и представлены оранжевым калиевым полевым шпатом, а также розоватым или бесцветным полупрозрачным альбитом №0-5. Для части кристаллов альбита характерна серовато-голубая иризация (рисунок 45). Подобная иризация плагиоклазов возникает за счет интерференционного

усиления определенных длин волн на продуктах распада твердого раствора - перистеритовой решётке, что является достаточно характерным явлением для некоторых пегматитов керамической формации [21, 44, 58, 190], в которых средняя толщина перистеритовых пластин возрастает от ранних графических к поздним блоковым и пегматоидным структурным зонам пегматитовых жил [22].



Рисунок 45 – Иризирующий плагиоклаз в стенке миароловой полости керамических пегматитов (фото автора)

В слюдоносных плагиоклазовых пегматитах с крупнокристаллическим мусковитом плагиоклаз является главным и практически единственным полевым шпатом. Калиевый полевой шпат встречается, главным образом, лишь в виде редких антипертитовых вростков в плагиоклазе. В соответствии со слабовыраженной внутренней зональностью тел выделяются плагиоклаз краевой и блоковой зон. В краевой зоне (рисунок 46) плагиоклаз представлен практически чистым альбитом №0-2 (приложение Б, таблица Б.4), образующим гипидиоморфные зёрна размером преимущественно 1–5 мм.

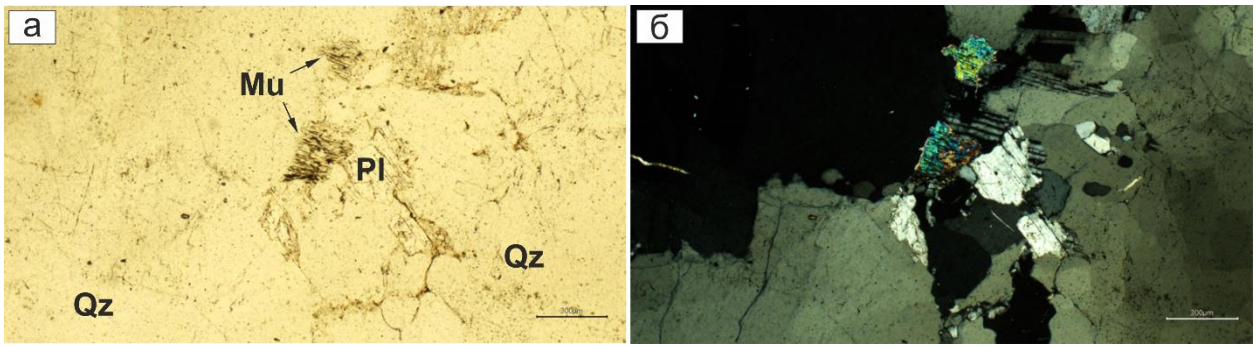

Рисунок 46 – Плагиоклаз в краевой зоне слюдоносного плагиоклазового пегматита с крупнокристаллическим мусковитом. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

В отдельных зёрнах плагиоклаза наблюдаются редкие антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. В блоковой зоне состав плагиоклаза соответствует альбиту и низкокальциевому олигоклазу №3-13 (приложение Б, таблица Б.4). Он образует достаточно крупные гипидиоморфные кристаллы размером от 10 до 50 мм. По сравнению с краевой зоной наблюдаются существенное увеличение размера индивидов плагиоклаза и некоторое повышение его основности.

5.2.2 Результаты

По данным SEM-EDS, состав калиевого полевого шпата в гранитах D_2-D_3 изменяется в пределах $Or_{0.756-0.855}Ab_{0.145-0.224}An_{0.000}$, в керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией - $Or_{0.683-0.918}Ab_{0.082-0.317}An_{0.000-0.009}$, в керамических пегматитах с миароловыми полостями - $Or_{0.786-0.914}Ab_{0.086-0.210}An_{0.000-0.003}$ (рисунок 47).

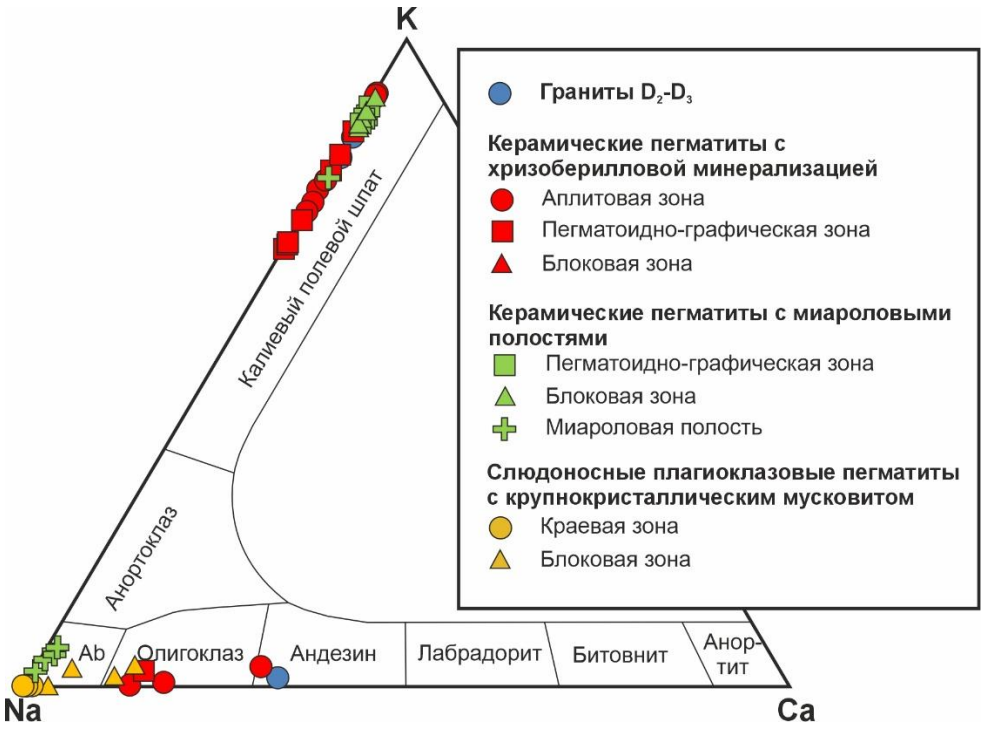

Рисунок 47 – Тройная классификационная диаграмма для полевых шпатов из гранитов D_2-D_3 и пегматитов холмов Ларсеманн (составлено автором)

Состав по главным элементам. Содержание главных элементов в рассматриваемых калиевых полевых шпатах лежит в достаточно узких интервалах и варьирует незначительно (таблица 8, таблица Б.2). Калиевый полевой шпат из гранитов D_2–D_3 содержит в среднем 64.4 мас. % SiO_2, 19.4 мас. % Al_2O_3, 2.25 мас. % Na_2O и 13.8 мас. % K_2O. В керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией состав калиевого полевого шпата в направлении от аплитовой к пегматоидно-графической и блоковой зонам изменяется незначительно. Медианное содержание SiO_2 составляет 64.8–65.0 мас. %, Al_2O_3 – 18.9–19.2 мас. %, Na_2O – 2.68–2.95 мас. %, K_2O – 12.7–13.3 мас. %. В керамических пегматитах с миароловыми полостями калиевый полевой

шпат пегматоидно-графической и блоковой зон также характеризуется близким составом: медианное содержание K_2O составляет 15.3–15.4 мас. %, а Na_2O – 1.31–1.36 мас. %. Калиевый полевой шпат из миароловой полости отличается пониженным содержанием K_2O (13.7 мас. %) и повышенной концентрацией Na_2O (2.41 мас. %).

Таблица 8 – Медианные содержания главных компонентов в калиевом полевом шпате из гранитов D_2–D_3 и различных структурных зон пегматитов холмов Ларсеманн, мас. % (по данным автора)

	Граниты D_2-D_3	Керамические с хризоберилловой минерализацией			Керамические с миароловыми полостями		
Зона	-	Аплитовая	Пегматоидно-графическая	Блоковая	Пегматоидно-графическая	Блоковая	Миарола
SiO_2	64.4	64.8	65.0	65.0	64.6	64.3	64.4
Al_2O_3	19.4	19.0	19.2	18.9	18.7	18.8	19.4
Na_2O	2.25	2.74	2.95	2.68	1.31	1.36	2.41
K_2O	13.8	12.8	12.7	13.3	15.3	15.4	13.7

Состав по малым и редким элементам. Медианное содержание наиболее показательных редких элементов в исследованных образцах калиевого полевого шпата приведено в таблице 9 и на рисунке 48.

Таблица 9 – Медианные содержания индикаторных элементов в калиевом полевом шпате различных пород и структурных зон пегматитов холмов Ларсеманн, ppm (по данным автора)

Порода	Граниты D_2–D_3	Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией			Керамические пегматиты с миароловыми полостями		
Зона	-	Аплитовая	Пегматоидно-графическая	Блоковая	Пегматоидно-графическая	Блоковая	Миарола
P	961	1402	1179	1087	1242	1705	1893
Be	0.08	1.61	3.85	5.75	0.18	0.29	1.23
Ti	175	117	79.1	74.4	89.0	106	146
Rb	646	1477	1878	2142	726	847	875
Sr	249	50.3	25.9	15.2	136	128	63.9
Cs	1.77	6.62	14.4	10.3	2.83	3.76	2.10
B	0.48	1.10	4.64	3.93	1.48	0.84	0.38

Калиевый полевой шпат из *гранитов D_2–D_3* характеризуется достаточно высоким содержанием Sr и низкими содержаниями Rb и Cs. Медианные концентрации этих элементов составляют 249, 646 и 1.77 ppm соответственно. Содержание Ti достигает 175 ppm, а Be – 0.08 ppm.

В *керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией* прослеживается отчётливое изменение химического состава калиевого полевого шпата. В направлении от аплитовой зоны к пегматоидно-графической и блоковой зонам медианное содержание Rb в калиевом полевом шпате последовательно увеличивается от 1477 до 1878 и 2142 ppm.

Содержание Sr же уменьшается от 50.3 до 25.9 и 15.2 ppm. Одновременно содержание Be возрастает от 1.61 до 3.85 и 5.75 ppm, а Ti снижается от 117 до 79.1 и 74.4 ppm. В рассматриваемых пегматитах концентрация P в калиевом полевом шпате снижается от аплитовой зоны (медиана 1402 ppm) к пегматоидно-графической (1179 ppm) и блоковой (1087 ppm). Концентрации некоторых элементов (Cs, B) демонстрируют немонотонное увеличение от аплитовой зоны к центральной, достигая максимума в калиевом полевом шпате пегматоидно-графической зоны (рисунок 48).

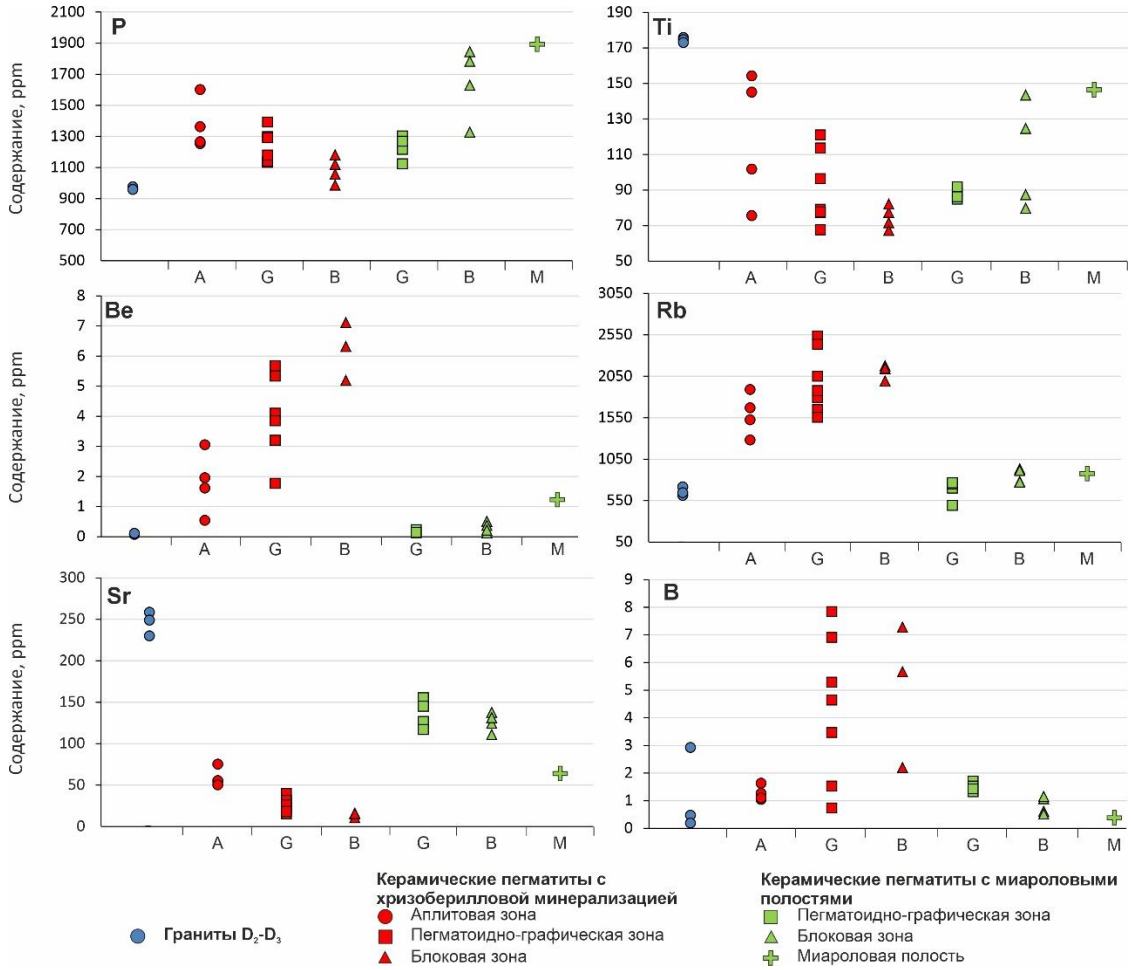

Рисунок 48 – Вариации содержаний P, Ti, Be, Rb, Sr и B в калиевом полевом шпате из гранитов D_2-D_3 и различных зон пегматитов холмов Ларсеманн: A – аплитовая зона, G – пегматоидно-графическая зона, B – блоковая зона, M – миароловая полость (составлено автором)

В калиевом полевом шпате *керамических пегматитов с миароловыми полостями* наблюдается особое поведение редких элементов (рисунок 48). При переходе от пегматоидно-графической зоны к блоковой зоне и миароловой полости содержание Rb умеренно возрастает с 726 до 847 и 875 ppm. Содержание Sr снижается от 136 до 128 и 63.9 ppm. Концентрации P и Be увеличиваются от 1242 до 1705 и 1893 ppm и с 0.18 до 0.29 и 1.23 ppm соответственно. Максимальные значения отмечены в калиевом полевом шпате миароловой полости. В отличие от пегматитов с хризоберилловой минерализацией, содержание Ti возрастает от 89.0 до 106 и 146

ppm. Медианное содержание B последовательно снижается от 1.48 ppm в пегматоидно-графической зоне до .84 ppm в блоковой зоне и 0.38 ppm в миароловой полости.

Состав по редкоземельным элементам. В калиевых полевых шпатах из гранитов D_2–D_3 и исследованных пегматитов лёгкие редкоземельные элементы преобладают над тяжёлыми. Для них также характерна положительная европиевая аномалия (рисунок 49; таблица Б.3).

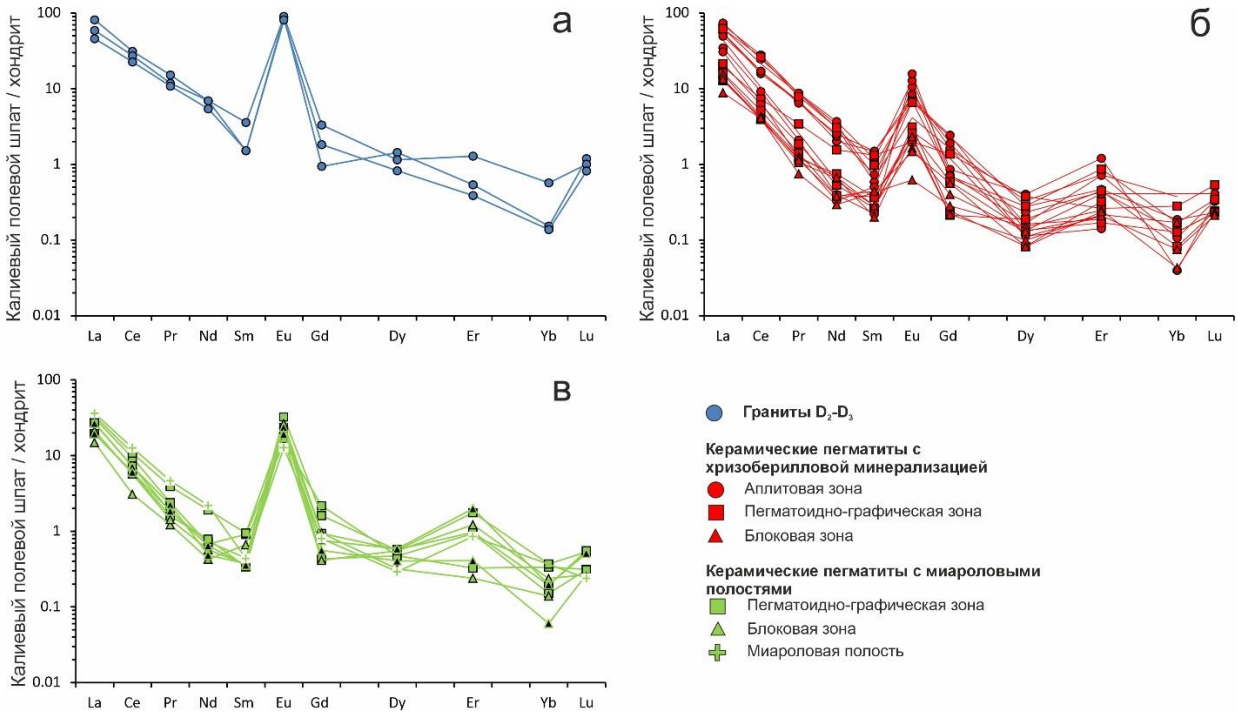

Рисунок 49 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [186], для калиевых полевых шпатов из гранитов D_2-D_3 и керамических пегматитов холмов Ларсеманн (составлено автором)

Калиевый полевой шпат из гранитов D_2-D_3 содержит от 33.7 до 48.8 ppm REE. Для него характерна выраженная положительная европиевая аномалия. Медианное значение Eu/Eu* составляет 49.0. Содержание LREE в нём сопоставимо с их содержанием в калиевом полевом шпате аплитовой зоны хризоберилловых пегматитов и пегматоидно-графической зоны пегматитов с миароловыми полостями.

В пегматитах с хризоберилловой минерализацией содержание REE снижается от аплитовой зоны к пегматоидно-графической и блоковой. Наиболее отчётливо это выражено для LREE. Вместе с этим уменьшается и величина европиевой аномалии: медианное значение Eu/Eu* последовательно снижается от 11.5 в аплитовой зоне до 5.12 в пегматоидно-графической и 4.88 в блоковой зоне, что достаточно типично для данных пород [147, 151]. Значения отношения La_N/Sm_N изменяются менее закономерно, составляя 62.4, 63.6 и 54.9 соответственно.

В пегматитах с миароловыми полостями содержание LREE в калиевом полевом шпате пегматоидно-графических зон оказывается сопоставимо с соответствующими значениями в аплитовой зоне рассмотренных выше пегматитов с хризоберилловой минерализацией, и также

уменьшается по направлению к блоковой зоне. При этом в калиевом полевом шпате миароловой полости концентрация лёгких редкоземельных элементов вновь несколько возрастает. Величина европиевой аномалии увеличивается по направлению к центральной части тела: медианное значение Eu/Eu* составляет 37.5 в пегматоидно-графической зоне и 40.7 в блоковой зоне, достигая 151 в единичном анализе калиевого полевого шпата из миароловой полости. Одновременно значения отношения La_N/Sm_N увеличиваются от 46.4 до 56.4 и 89.9 соответственно.

5.2.3 Обсуждение результатов

Установленные изменения состава калиевого полевого шпата отражают геохимическую эволюцию исследованных пегматитов. Совместное увеличение содержания Rb и снижение Sr, а также K/Rb отношения от аплитовой к блоковой зоне хризоберилловых пегматитов свидетельствуют о постепенном фракционировании расплава [41, 43, 131, 151]. Будучи одним из наименее совместимых элементов в калиевом полевом шпате, Rb может накапливаться в остаточном расплаве. В случае, если кристаллизация полевых шпатов происходит из расплава, в котором слюда (главным образом, биотит) оказывается в подчинённом количестве (< 50 мас. %), наблюдается явный тренд на увеличение содержания Rb в составе полевого шпата [121]. В отличие от Rb, стронций демонстрирует обратную зависимость. Данный элемент преимущественно входит в структуру кристаллизующихся плагиоклазов [13, 121]. Для Cs характерно схожее с Rb поведение - этот элемент также замещает K в структуре калиевого полевого шпата [151]. Немонотонное изменение концентрации Cs в исследованных образцах показывает, что его распределение дополнительно контролировалось кристаллизацией других минералов, прежде всего слюд или кордиерита [121]. Положение анализов на диаграмме K/Rb–Rb (рисунок 50) позволяет считать пегматиты с хризоберилловой минерализацией достаточно фракционированными для керамической формации. Однако их состав не достигает значений, типичных для наиболее эволюционировавших редкометалльных пегматитов [82].

В пегматитах с миароловыми полостями увеличение Rb и снижение Sr выражено слабее.

К летучим и редким элементам в составе калиевого полевого шпата относятся Be, B и P. Эти элементы сходным образом замещают T позицию в полевом шпате [82]. Содержание Be в калиевом полевом шпате из пегматитов с хризоберилловой минерализацией может увеличиваться в 2-3 раза в блоковых зонах по отношению к аплитовым, однако природа такого поведения до конца не ясна ввиду ограниченного количества данных по содержанию этого элемента в полевых шпатах [82]. При этом явно наблюдается положительная корреляция между содержанием Be в калишпате и наличием бериллиевых минералов в пегматите, что совпадает с наблюдениями, сделанными в работе [155] для калиевых полевых шпатов из подобных нашим пегматитов анатектического генезиса северной Португалии. В калишпате из пегматитов с

миароловыми полостями также наблюдается постепенное увеличение содержания Be от краевых частей к центральным, хоть и менее проявленное чем в описанных выше породах. Содержания B в калишпате пегматитов холмов Ларсеманн оказываются несколько ниже типичных для подобных тел значений [98, 174, 175]. Концентрация B в пегматитах с хризоберилловой минерализацией достигает максимума в калишпате пегматоидно-графической зоны, в которой периодически отмечаются боровые минералы, например, турмалин (см. главу 4), что не является необычным – в работе [82] отмечалось, что повышенная концентрация B в полевом шпате может отражать повышенные концентрации B_2O_3 в соседствующих слюдах. В калиевом полевом шпате с миароловыми полостями B ведет себя противоположным образом, плавно снижаясь от краевых зон пегматита к центральным. Содержание P в калиевом полевом шпате пегматитов с хризоберилловой минерализацией снижается от аплитовой зоны к блоковой, в то время как в пегматитах с миароловыми полостями, наоборот, растет и достигает максимума в калиевом полевом шпате из миароловых полостей, богатых на фосфорную (апатит, монацит, ксенотим) минерализацию. Описанные различия в поведении летучих и редких элементов в составе калишпата могут свидетельствовать о вариациях в составе протолита и степени участия флюидной фазы [171].

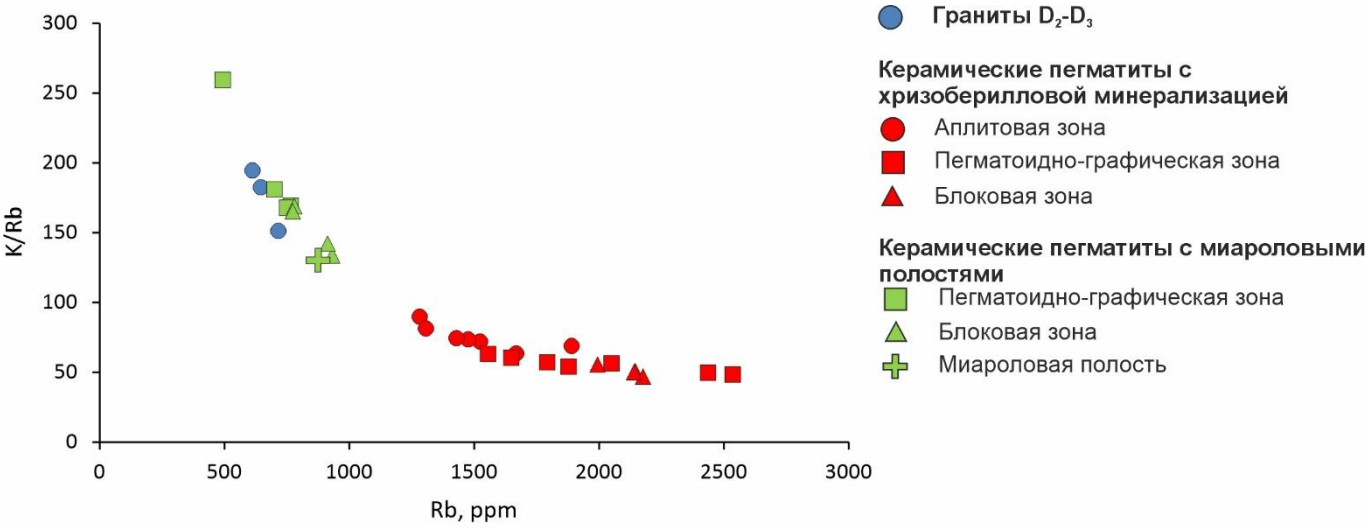

Рисунок 50 – Соотношения K/Rb в исследованных калиевых полевых шпатах гранитов D_2-D_3 и различных зон пегматитов холмов Ларсеманн (составлено автором)

Распределение REE подтверждает эти различия. В калиевом полевом шпате из пегматитов с хризоберилловой минерализацией величина Eu-аномалии уменьшается от аплитовой к блоковой зоне. В калишпате из пегматитов с миароловыми полостями это значение, напротив, возрастает по направлению к миароловой полости. Повышенные содержания LREE в калиевом полевом шпате аплитовых зон по сравнению с пегматоидно-графическими и блоковыми зонами, вероятно, отражают его кристаллизацию из расплава необеднённого редкоземельными элементами. Преобладание LREE относительно HREE, вероятнее всего связано с тем, что более

крупные LREE активнее замещают позиции K и Na в калиевых полевых шпатах [131]. Кроме того, остаточный расплав часто может быть обеднён HREE вследствие их накопления в кристаллизующемся ксенотиме [131] и гранате [70]. Повышенная концентрация Ce во всех исследованных калишпатах относительно Eu позволяет отнести рассмотренные породы к «пегматитам группы 2» по классификации Санчес-Муньёз и соавторов [171], в которую попадают достаточно высокотемпературные анатектические орогенные пегматиты, характеризующиеся высоким содержанием Si и наличием в составе водных минералов (биотит) в качестве второстепенных фаз.

Ионы Rb^+ и K^+ имеют близкие ионные радиусы, благодаря чему Rb изоморфно замещает K в структуре калиевого полевого шпата. Экспериментальные данные показывают, что коэффициент распределения K между калиевым полевым шпатом и расплавом выше коэффициента распределения Rb, вследствие чего K преимущественно связывается кристаллизующимся полевым шпатом, а Rb накапливается в остаточном расплаве [120, 121]. Поскольку содержание K в калиевом полевом шпате изменяется слабо, накопление Rb приводит к закономерному снижению отношения K/Rb. Поэтому отношение K/Rb в калиевом полевом шпате используется в качестве показателя относительной степени фракционирования гранитных и пегматитовых расплавов: его снижение при одновременном увеличении содержания Rb обычно отражает прогрессивную дифференциацию системы [83, 131, 151, 196]. Калиевый полевой шпат из гранитов D_2–D_3 характеризуется сравнительно высокими значениями K/Rb, что позволяет рассматривать их как наименее фракционированные породы (рисунок 50). Калиевые полевые шпаты из пегматитов с миароловыми полостями также имеют относительно высокие значения K/Rb, совпадая по значению данного соотношения с керамическими пегматитами Южной Норвегии, Блэк Хиллз (США) и Сьерро де Саль (Испания) [131, 174, 175, 176]. Наиболее низкие значения K/Rb и наиболее высокие содержания Rb установлены в калиевом полевом шпате керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией. В пределах этих тел отношение K/Rb уменьшается от аплитовой к пегматоидно-графической и блоковой зонам, подтверждая направленное фракционирование расплава. Значения K/Rb соотношения в этих пегматитах близки или совпадают с достаточно эволюционировавшими известными пегматитами Грир Лэйк [82, 98] и Луумаки (K/Rb<50) [147]. При этом значения данного соотношения для высоко дифференцированных пегматитов, таких как Танко, часто могут быть ниже 10 [82].

Полученные геохимические данные свидетельствуют о том, что различные типы пегматитов холмов Ларсеманн формировались из различных расплавов глинозёмистого состава. В целом содержания редких элементов в рассмотренных калиевых полевых шпатах коррелируют с их типичным содержанием в пегматитах анатектического генезиса, образованных в результате частичного плавления метаосадочных пород [82]. Содержания Sr и отношение K/Rb

уменьшаются от гранитов D_2-D_3 и пегматитов с миароловыми полостями к пегматитам с хризоберилловой минерализацией, что свидетельствует о более высокой степени фракционирования последних [82, 174].

5.3 Биотит

Слюда наряду с кварцем и полевыми шпатами является важнейшим породообразующим минералом гранитных пегматитов [7, 149]. Среди слюд для пегматитов керамической формации наиболее характерен биотит [53]. Кроме того, биотит — это весьма характерный минерал для кордиерит- и силлиманитсодержащих пегматитов необычного состава, изофациальных с зонами высоких степеней метаморфизма.

Химический состав данного минерала чувствителен к температуре, давлению, фугитивности кислорода, а также составу расплава и гидротермальных флюидов [140, 184, 189, 197]. Состав катионов в октаэдрической (Al^{6+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Li^{+}, Ti^{4+}, Mn^{2+}, Zn^{2+}, Cr^{3+} и V^{3+}) и тетраэдрической позиции (Si^{4+} и Al^{4+}) контролируется сложными механизмами замещения при различных P-T параметрах [203].

5.3.1 Характеристика образцов и методика исследований

Для сравнительного анализа составов биотита из гранитов и различных типов пегматитов холмов Ларсеманн был изучен их примесный состав в 14 зернах из 4 образцов (приложение Б, таблица Б.5). Концентрации выбранных элементов были изучены в биотите из всех зон керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией, а также из гранитов D_2-D_3 (таблица 10). Анализ слюды из пегматитов с миароловыми полостями не проводился из-за их высокой степени выветрелости и замещения другими минералами. Слюда из слюдоносных плагиоклазовых пегматитов с крупнокристаллическим мусковитом не анализировалась из-за ее «несквозного» характера.

Таблица 10 – Характеристика выборки биотита для исследования методом SIMS (по данным автора)

Тип породы	Образец	Структурная зона	Число зёрен
Граниты D_2-D_3	3117/5	-	4
Керамический пегматит с хризоберилловой минерализацией	3108-1/14	Аплитовая	3
	3108-1/15	Пегматоидно-графическая	3
	3108-1/16	Блоковая	4

Содержание основных элементов определялось методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 в ИГГД РАН. Всего было выполнено 14 анализов.

Содержание редких элементов определяли методом SIMS на ионном зонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИ РАН. В общей сложности было выполнено 14 локальных анализов.

В гранитах D_2-D_3 слюда представлена биотитом, равномерно распределенным в объёме породы и встречающимся в виде идиоморфных и гипидиоморфных зёрен размером от 0.3 до 5 мм, без признаков вторичных преобразований (рисунок 51).

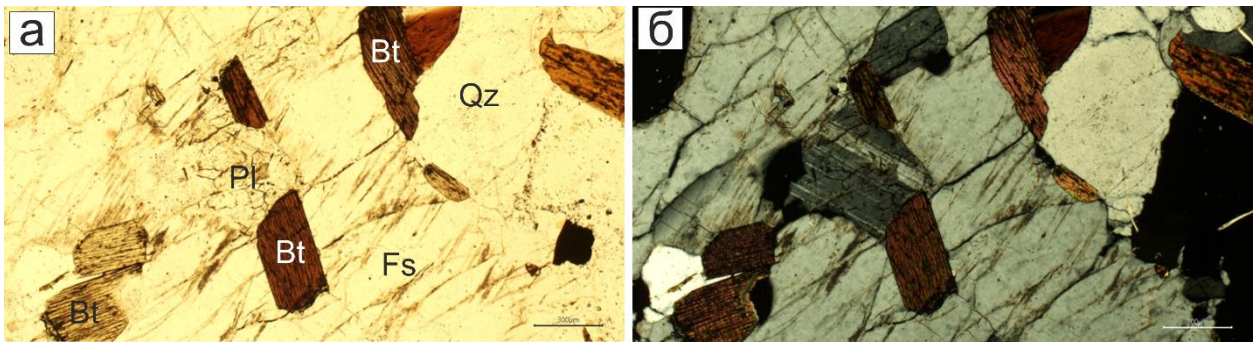

Рисунок 51 – Биотит в граните D_2-D_3. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

В керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией биотит является второстепенным породообразующим минералом, присутствующим во всех основных зонах. Выделяется биотит аплитовой, пегматоидно-графической и блоковой зон, различающийся главным образом размерами и морфологией индивидов. В аплитовой зоне биотит представлен мелкими пластинчатыми, преимущественно гипидиоморфными зёрнами размером 0.1–1.0 мм. В пегматоидно-графической зоне биотит встречается в подчинённом количестве в виде гипидиоморфных пластинчатых зёрен размером 0.3–1.0 мм, располагающихся между моноблоками калиевого полевого шпата и кварц-полевошпатовыми графическими срастаниями. Местами по биотиту развиваются мелкочешуйчатые агрегаты мусковита. В блоковой зоне он образует отдельные крупные идиоморфные таблитчатые кристаллы чёрного цвета размером преимущественно 5–10 см. Биотит преимущественно неизмененный, хотя местами краевые части кристаллов могут замещаться хлоритом, серицитом и минералами группы эпидота. Периодически в них наблюдаются включения кварца и, изредка, циркона, образующего вокруг себя характерные плеохроичные дворики (рисунок 52).

В керамических пегматитах с миароловыми полостями морфология и степень вторичного изменения биотита зависят от его положения в зональных телах. В краевой зоне он может быть представлен пластинчатыми зёрнами размером преимущественно 1–3 мм, часто с признаками опацитизации (например, на точке П-3, см. главу 4). В блоковых зонах характерно развитие крупных кристаллов биотита тёмно-зеленого цвета, практически полностью замещенных хлоритом (рисунок 53). Наряду с ним, в преобразованных биотитах нередко встречаются тонкие призматические кристаллики рутила, образующие характерную «сагенитовую решетку», или кристаллы титанита. Вследствие интенсивного вторичного изменения биотит из керамических пегматитов с миароловыми полостями не использовался для исследования химического состава.

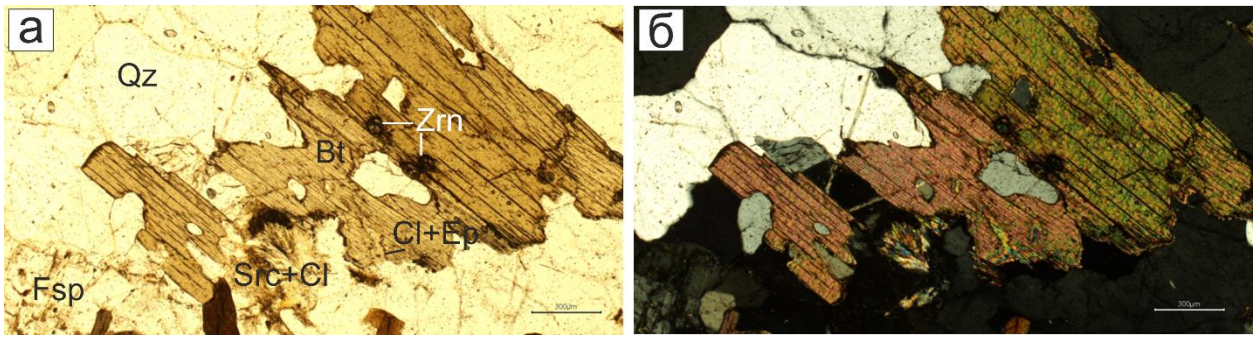

Рисунок 52 – Биотит в аплитовой зоне керамического пегматита с хризоберилловой минерализацией. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

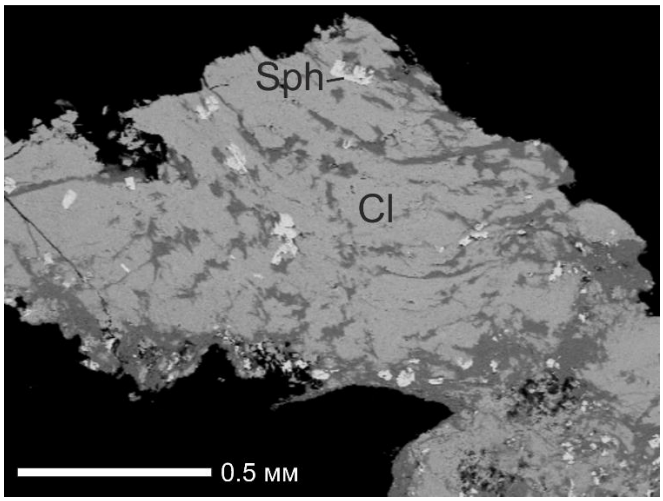

Рисунок 53 – BSE-изображение биотита, замещенного хлоритом и титанитом, из керамических пегматитов с миароловыми полостями (составлено автором)

В слюдоносных плагиоклазовых пегматитах с крупнокристаллическим мусковитом слюда представлена исключительно мусковитом, биотит в изученных телах не установлен. Морфология и размеры кристаллов мусковита закономерно изменяются в соответствии с внутренней зональностью пегматитовых тел. В краевой зоне он образует преимущественно гипидиоморфные, реже идиоморфные пластинчатые кристаллы размером от 3 до 30 мм, располагающиеся в кварц-плагиоклазовом агрегате (рисунок 54). В блоковой зоне мусковит представлен крупными идиоморфными клиновидными кристаллами размером до 5–8 см. Заметные признаки вторичного изменения мусковита в изученных образцах не установлены.

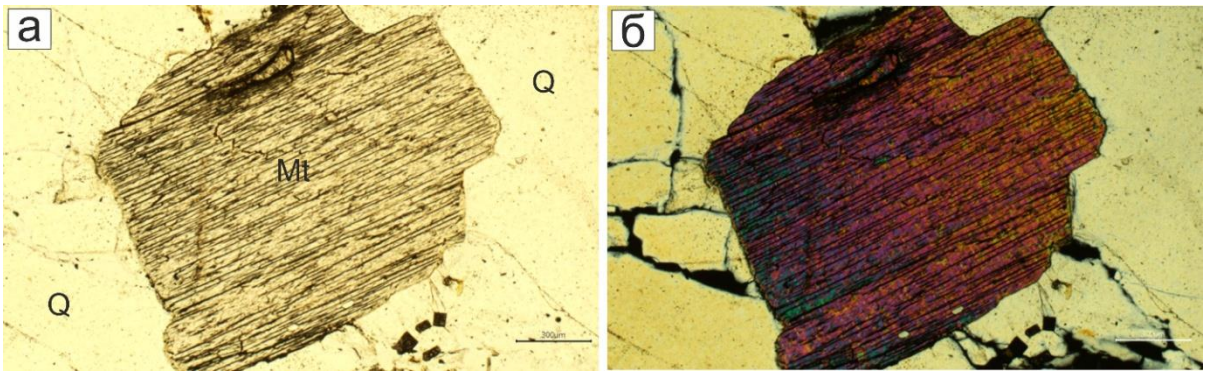

Рисунок 54 – Мусковит в краевой зоне слюдоносного плагиоклазового пегматита с крупнокристаллическим мусковитом. Изображение в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

5.3.2 Результаты

Основная часть слюд в рассмотренных породах относится к подгруппе биотита (магниево-железистые слюды). На классификационных диаграммах (рисунок 55) точки всех исследованных биотитов расположены в поле аннита.

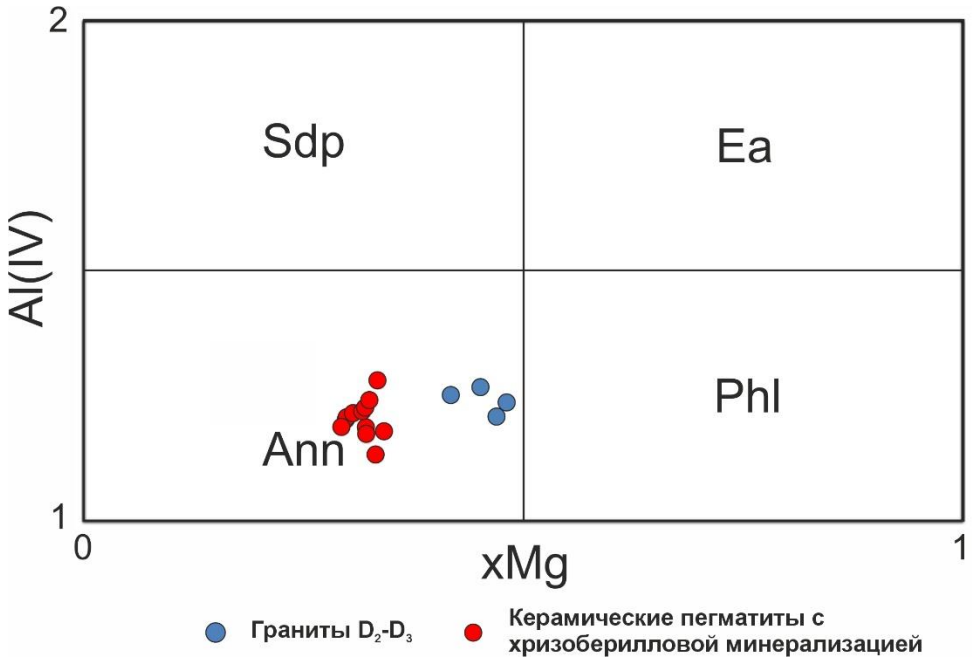

Рисунок 55 – Классификационная диаграмма для биотита из гранитов D_2-D_3 и керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией (составлено автором)

Состав по главным элементам. *Биотит из гранитов* D_2–D_3 характеризуется относительно высокими содержаниями MgO и TiO_2 и пониженными содержаниями FeO и Al_2O_3 по сравнению с биотитом керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией (рисунок 56). Содержание TiO_2 изменяется от 5.11 до 5.83 мас. % при медиане 5.37 мас. %, MgO – от 10.2 до 12.3 мас. % при медиане 11.7 мас. %. Концентрация FeO составляет 17.7–19.3 мас. % (медиана 18.0 мас. %), Al_2O_3 – 14.3–15.2 мас. % (медиана 14.8 мас. %). Значение XMg изменяется от 0.49 до 0.55 при медиане 0.54.

Биотит из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией. Состав биотита различных зон керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией изменяется достаточно слабо. От аплитовой к пегматоидно-графической и блоковой зонам медианное содержание TiO_2 слабо уменьшается от 3.12 до 3.07 и 2.79 мас. %, тогда как содержание Al_2O_3 незначительно возрастает от 16.2 до 16.7 мас. % соответственно. Изменения FeO и MgO имеют немонотонный характер: медианное содержание FeO составляет соответственно 22.5, 23.6 и 21.6 мас. %, а MgO – 7.98, 7.69 и 8.15 мас. %. Медианные значения XMg составляют 0.38 в аплитовой, 0.37 в пегматоидно-графической и 0.40 в блоковой зоне. Таким образом, для главных компонентов, за исключением постепенного снижения содержания TiO_2, отчётливая направленная зональность биотита выражена слабо.

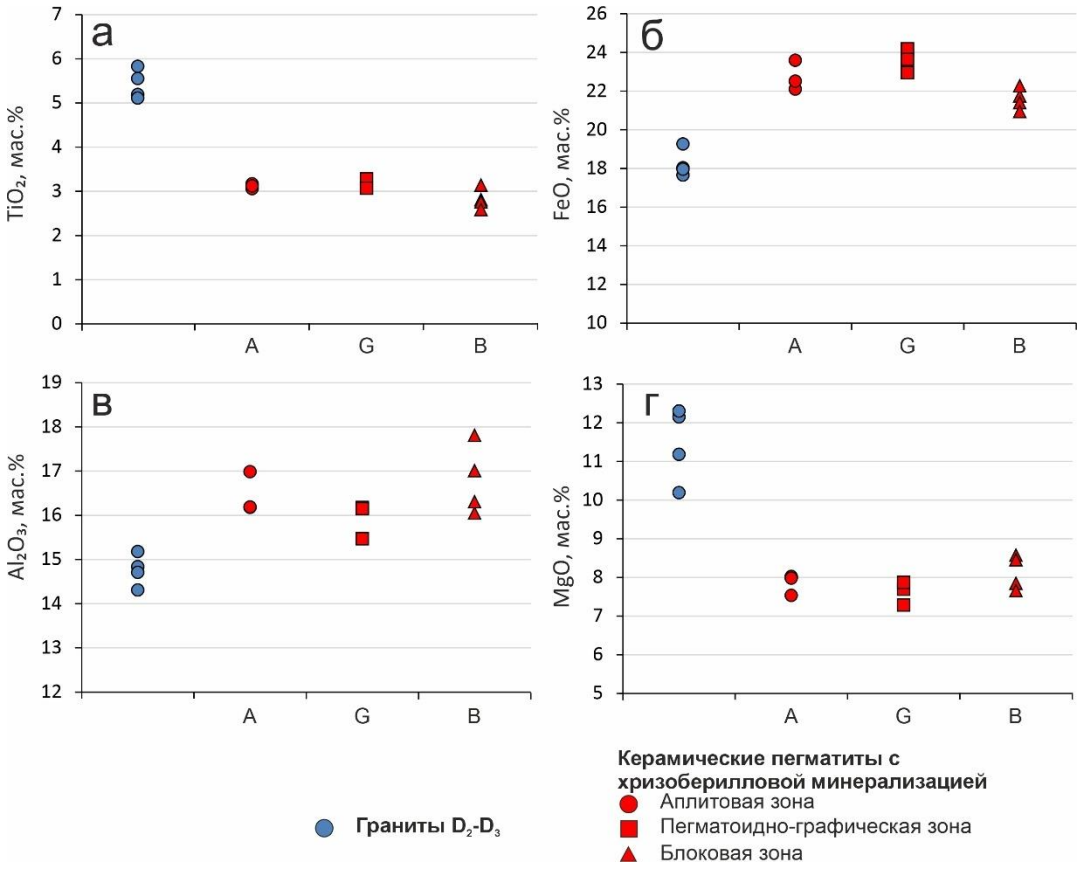

Рисунок 56 – Вариации содержаний главных компонентов в биотите из гранитов D_2–D_3 и различных структурных зон керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией: (а) TiO_2; (б) FeO; (в) Al_2O_3; (г) MgO. A – аплитовая, G – пегматоидно-графическая, B – блоковая зона. Содержания компонентов приведены в мас. %. (составлено автором)

Состав по редкоземельным элементам. Биотит из гранитов D_2–D_3 и керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией характеризуется низким суммарным содержанием редкоземельных элементов и преобладанием LREE над HREE (рисунок 57; таблица Б.6).

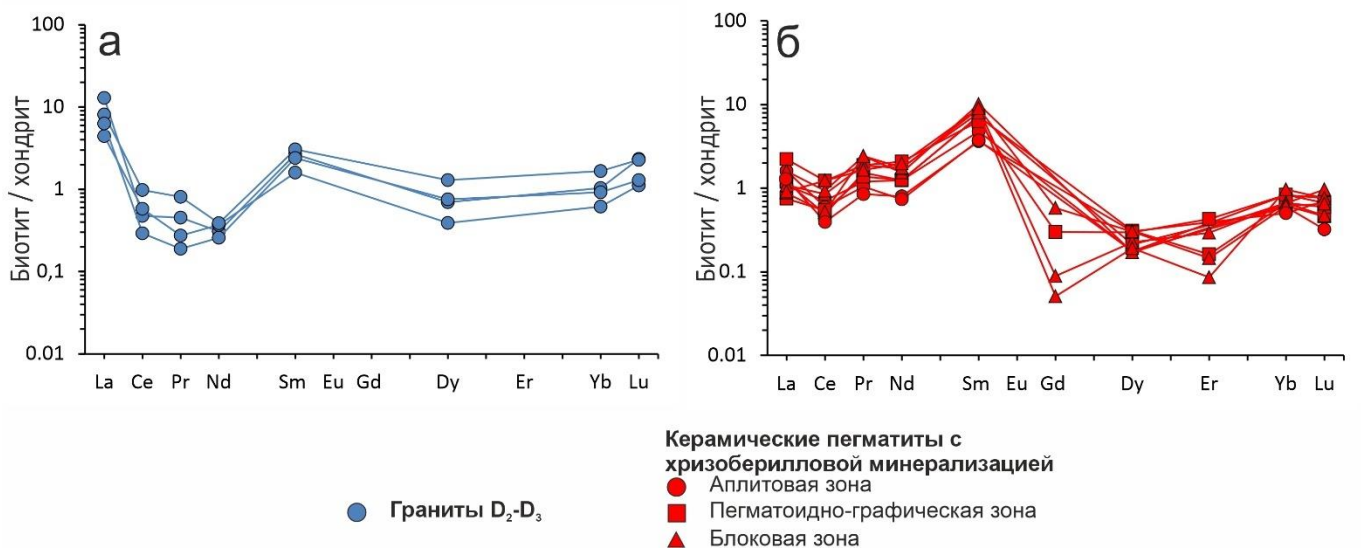

Рисунок 57 – Спектры распределения редкоземельных элементов в биотите из гранитов D_2–D_3 и различных структурных зон керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией, нормированные на хондрит CI [186] (составлено автором)

В *биотите из гранитов D_2–D_3* суммарное содержание REE изменяется от 2.07 до 4.33 ppm при медианном значении 3.21 ppm. Основной вклад в сумму REE вносят лёгкие редкоземельные элементы: медианные содержания LREE и HREE составляют соответственно 2.70 и 0.39 ppm. Нормированные спектры характеризуются отрицательной Ce-аномалией. Медианные значения La_N/Sm_N и Ce/Ce* составляют 2.70 и 0.32 соответственно.

В керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией суммарное содержание редкоземельных элементов в биотите закономерно возрастает от внешних к внутренним зонам тел. В аплитовой зоне оно составляет 1.71–2.27 ppm при медиане 1.88 ppm, в пегматоидно-графической зоне – 2.51–3.70 ppm при медиане 2.54 ppm, а в блоковой зоне – 3.23–3.82 ppm при медиане 3.47 ppm. Данный тренд преимущественно определяется увеличением содержания LREE, медианное суммарное содержание которых последовательно возрастает от 1.73 до 2.38 и 3.21 ppm. Содержание HREE также несколько увеличивается – от 0.18 ppm в аплитовой зоне до 0.23 ppm в пегматоидно-графической и 0.26 ppm в блоковой зоне. Одновременно с увеличением суммы редкоземельных элементов изменяется и форма нормированных спектров. Медианное значение La_N/Sm_N уменьшается от 0.35 в аплитовой зоне до 0.16 в пегматоидно-графической и 0.11 в блоковой зоне. Это указывает на относительное обогащение биотита средними редкоземельными элементами, прежде всего Sm, по направлению к внутренним зонам пегматитовых тел. Во всех зонах сохраняется отрицательная Ce-аномалия, медианное значение Ce/Ce* изменяется от 0.45 до 0.53.

Состав по малым и редким элементам. Биотит из гранитов D_2–D_3 и керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией существенно различается по содержанию малых и редких элементов (рисунок 58).

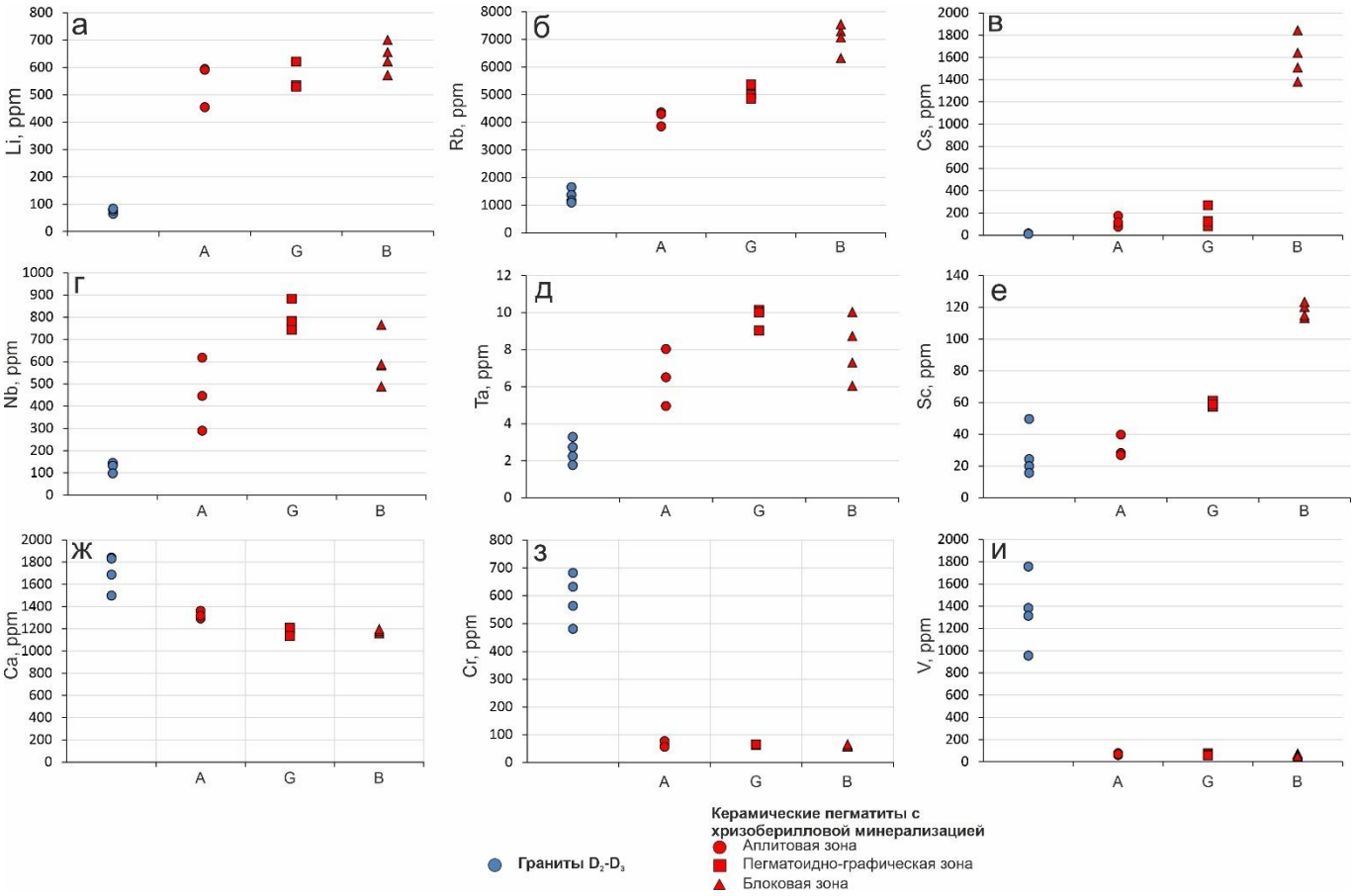

Рисунок 58 – Вариации содержаний малых и редких элементов в биотите из гранитов D_2–D_3 и различных структурных зон керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией; A – аплитовая, G – пегматоидно-графическая, B – блоковая зона. Содержания элементов приведены в ppm (составлено автором)

Биотит из гранитов D_2–D_3 характеризуется повышенными относительно биотита из исследованных пегматитов содержаниями Ca, Sr, Cr и V (рисунок 58, ж-и). Медианные концентрации этих элементов составляют 1759, 7.76, 598 и 1348 ppm соответственно. Напротив, содержания элементов, накапливающихся в остаточных гранитных и пегматитовых расплавах, сравнительно невелики: медианные концентрации Li, Rb, Cs, Nb и Ta составляют соответственно 78.7, 1275, 13.6, 115 и 2.49 ppm. Пониженное содержание характерно также для Mn, медианная концентрация которого равна 415 ppm.

Биотит из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией отличается от биотита гранитов D_2–D_3 значительно более высокими содержаниями Li, Rb, Cs, Nb, Ta и Mn и пониженными концентрациями Ca, Cr и V. В пределах пегматитовых тел наиболее отчётливые направленные изменения установлены для Rb, Cs и Sc. Медианное содержание Rb

последовательно возрастает от 4298 ppm в аплитовой зоне до 5009 ppm в пегматоидно-графической и 7180 ppm в блоковой зоне (рисунок 58, б). Содержание Cs изменяется слабее между аплитовой и пегматоидно-графической зонами – 116 и 125 ppm соответственно, но резко увеличивается до 1574 ppm в биотите блоковой зоны (рисунок 58, в). Медианная концентрация Sc последовательно возрастает от 28.1 до 58.9 и 118 ppm (рисунок 58, е). Содержания Nb и Ta изменяются немонотонно и достигают максимума в биотите пегматоидно-графической зоны: медианные концентрации Nb составляют 446, 783 и 586 ppm, а Ta – 6.50, 10.0 и 8.01 ppm в аплитовой, пегматоидно-графической и блоковой зонах соответственно (рисунок 58, г-д). Сходное распределение характерно для Be, медианное содержание которого возрастает от 0.75 ppm в аплитовой зоне до 1.55 ppm в пегматоидно-графической, а затем снижается до 0.34 ppm в блоковой зоне. Содержание Ca в биотите постепенно уменьшается от аплитовой к блоковой зоне: медианные значения составляют соответственно 1317, 1192 и 1179 ppm (рисунок 58, ж).

5.3.3 Обсуждение результатов

Химический состав биотита активно используется как индикатор происхождения, эволюции и классификации гранитов и пегматитов [154, 184]. Для разделения первично магматического и преобразованного биотита используется тройная классификационная диаграмма TiO_2-(FeO+MnO)-MgO [154]. Фигуративные точки составов биотита из гранитов D_2–D_3 и керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией располагаются в поле первичного биотита (рисунок 59). Таким образом, состав исследованного биотита в первом приближении может рассматриваться как отражающий условия его магматической кристаллизации.

Состав исследованного биотита из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн в целом сопоставим с данными для орогенных гранитных и пегматитовых систем, таких как пегматиты Южной Гренвильской Провинции (Канада) [132] и граниты Верхнетирехтяхского массива [8]. При этом биотиты из гранитов D_2–D_3 характеризуются повышенным содержанием TiO_2 и пониженной концентрацией редких элементов, что сближает их с биотитом из пералюминиевых мигматитов и гранулитов, например, Восточных Гат (Индия) [75] и комплекса Пенья Негра (Испания) [67]. Биотиты этих пород, кроме того, отличаются повышенной магнезиальностью и высокими содержаниями V и Cr, что характерно для слюд, формирующихся в мафических породах или в условиях контаминации расплава, как показано, например, для порфирового месторождения Масджежжаги (Иран) [162].

Биотит из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией обогащен Li, Rb, Cs и Be, что сближает их с биотитом из достаточно эволюционировавших редкоэлементных пегматитов Луумаки (Финляндия) [147].

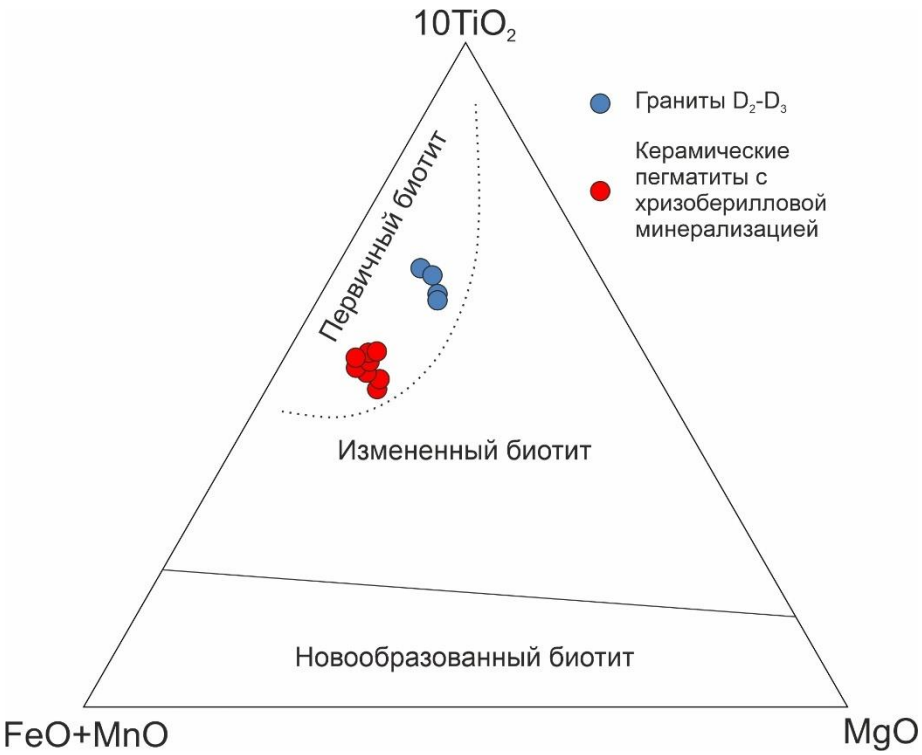

Рисунок 59 – Тройная классификационная диаграмма $10TiO_2$-(FeO+MnO)-MgO для биотита из гранитов D_2–D_3 и керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией. Поля по [154] (составлено автором)

Содержание большинства отдельных REE в биотите обычно не превышает 1 ppm и нередко находится ниже предела обнаружения. Редкоземельные элементы характеризуются в целом несовместимым поведением по отношению к биотиту и лишь в ограниченном количестве входят в его структуру [201], контролируясь в первую очередь такими акцессорными минералами, как монацит и ксенотим.

Как показали исследования Абдаль-Рахман [56], взаимоотношение FeO-MgO-Al_2O_3 в биотите может отражать обстановки и условия происхождения вмещающих его пород: (1) анорогенные щелочные граниты, связанные с обстановками растяжения, (2) серии кальциево-щелочных орогенных комплексов и граниты I-типа, (3) орогенные пералюминиевые породы и граниты S-типа. Состав биотита из гранитов D_2–D_3 образует облако точек в поле кальциево-щелочных орогенных гранитоидов (C), тогда как точки биотитов из пегматитов с хризоберилловой минерализацией лежат в поле пералюминевых пород (рисунок 60).

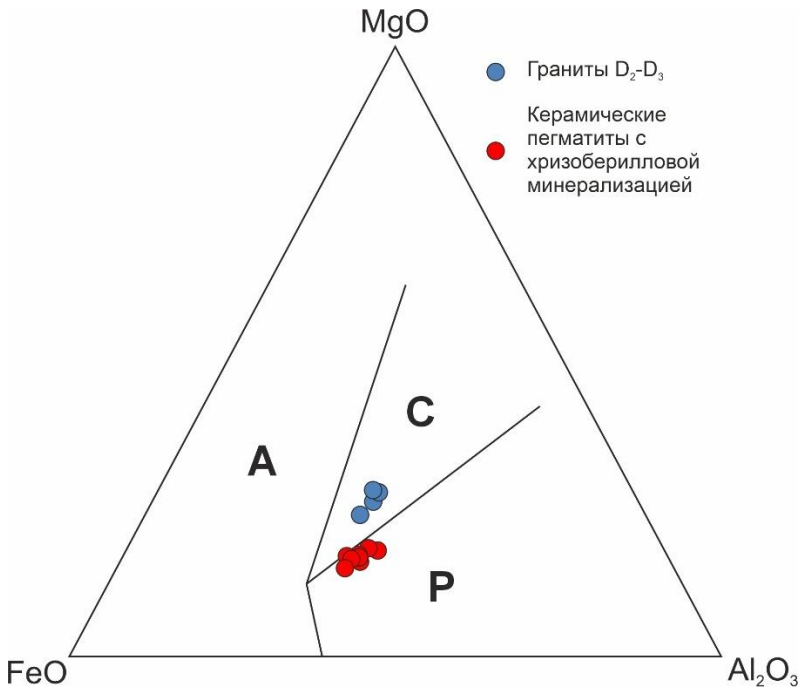

Рисунок 60 – Тройная классификационная диаграмма $MgO-Al_2O_3-FeO$ для биотита из гранитов D_2–D_3 и керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией. Поля по [56] A – анорогенные щелочные граниты, связанные с обстановками растяжения, C – серии кальциево-щелочных орогенных комплексов и граниты I-типа, P – орогенные пералюминиевые породы и граниты S-типа (составлено автором)

Также по составу биотита представляется возможным оценить источник расплавов, формирующих исследуемые породы [205]. На диаграмме MgO-FeO/(FeO+MgO) фигуративные точки составов биотита из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией попадают в поле корового источника расплава (рисунок 61), в то время как точки составов биотита из гранитов D_2–D_3 лежат в области смешанного мантийно-корового источника, что может свидетельствовать об их формировании в результате частичной контаминации анатектического расплава веществом базитового состава на ранних стадиях Пан-Африканского орогенного события. Такое взаимодействие приводит к формированию обогащённой Mg и обеднённой Al магмы, из которой кристаллизуется биотит с высокими содержаниями Mg и пониженными концентрациями Na и Al [61]. Это заключение также подтверждается повышенным содержанием Cr и V в биотите из данных пород, что является маркером участия пород базитового состава [57]. Это же обстоятельство, вероятно, объясняет попадание точек составов биотита из описанных пород в поле кальциево-щелочных орогенных гранитоидов на рисунке 60.

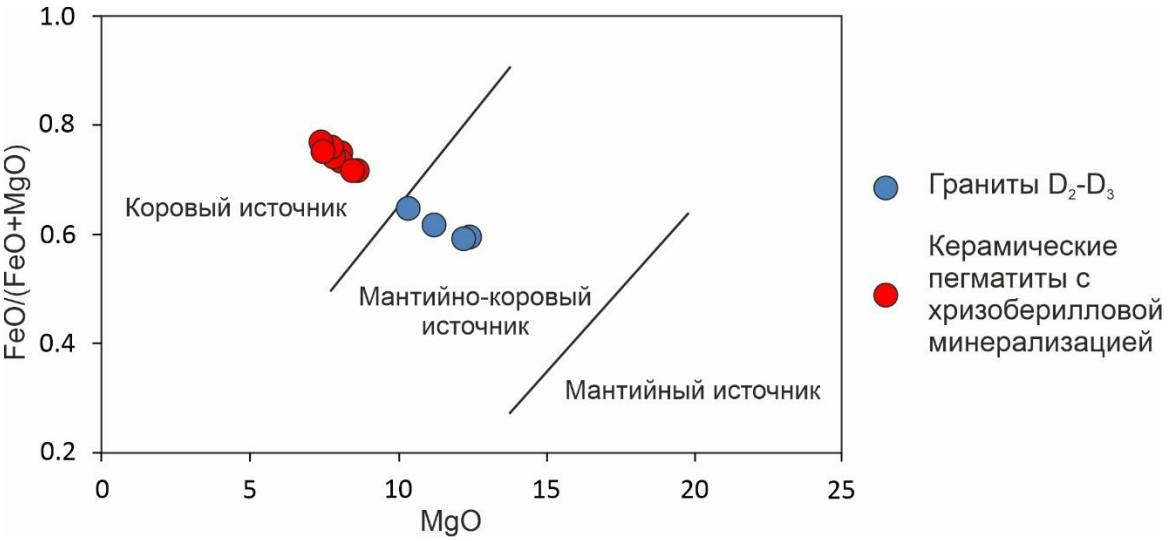

Рисунок 61 – Дискриминационная диаграмма FeO/(FeO+MgO) – MgO. Поля по [205, 207] (составлено автором)

Вариации состава биотита в различных зонах отражают направленную эволюцию расплава при кристаллизации керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией. Наиболее последовательными являются увеличение содержаний Rb, Cs и Sc и уменьшение отношения K/Rb от аплитовой к пегматоидно-графической и блоковой зонам. Медианное значение K/Rb снижается соответственно от 20.1 до 16.2 и 11.3. Уменьшение значения K/Rb отношения в слюдах используется как показатель магматической дифференциации [167, 201]. Данный тренд согласуется с накоплением Rb и Cs в остаточном расплаве по мере формирования внутренних зон пегматитовых тел. Снижение содержания TiO_2 согласуется с постепенным уменьшением температуры кристаллизации внутренних зон пегматитовых тел, поскольку растворимость Ti в биотите возрастает с температурой [117, 133]. Уменьшение содержания Ca, вероятнее всего, отражает постепенное обеднение остаточного расплава этим элементом вследствие кристаллизации раннего плагиоклаза и других кальцийсодержащих фаз.

Минеральная термометрия. Для оценки температуры кристаллизации исследованного биотита использованы геотермометры Ti-в-биотите Генри с соавторами [117] и Ву–Чена [203]. Геотермометр Генри с соавторами [117] основан на зависимости содержания Ti в биотите от температуры и его магнезиальности (5.2):

$$T(^{o}C) = \left(\frac{\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3}{b}\right)^{0.333}, \quad (5.2)$$

где Ti - формульный коэффициент титана на 22 атома кислорода, XMg = Mg/(Mg + Fe), a = –2.3594, b = 4.6482 × 10^{-9}; c = –1.7283.

Геотермометр был откалиброван для насыщенных TiO_2 пералюминиевых метапелитов при давлениях 3–6 кбар, температурах 480–800 °C, XMg = 0.275–1.000 и содержании Ti = 0.04–0.60 ф.к. [117]. Исследованный биотит гранитов и керамических пегматитов соответствует

химическим пределам калибровки. По геотермометру Генри с соавторами температуры биотита гранитов D_2–D_3 составляют 760–770 °C. Для биотита керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией рассчитаны температуры 670–680 °C в аплитовой и в пегматоидно-графической зоне, а также 640–680 °C в блоковой зоне. Температурные интервалы отдельных зон в значительной степени перекрываются.

Для проверки полученных результатов оценки температуры формирования биотита был применён геотермометр Ву-Чена [203] (5.3):

$$\ln(T(\,^{o}C)) = 6.313 + 0.224\ln(X_{Ti}) - 0.288\ln(X_{Fe}) - 0.449\ln\left(X_{Mg}\right) + 0.15P, \qquad (5.3)$$

где P – давление (ГПа), X_j = j/(Fe+Mg+Al^{VI}+Ti) в биотите.

Данный геотермометр был разработан для насыщенных TiO_2 метапелитов и может использоваться в интервале 450–840 °C и 0.1–1.9 ГПа [203]. В расчётах использовано значение давления 0.45 ГПа, соответствующее параметрам, оцененным в работах [77, 81, 96, 180, 193]. Расчеты по модели Ву-Чена [203], при заданных параметрах давления, дают следующие значения: 590-640 ˚C для гранитов D_2–D_3 и 590-620 °C для аплитовой, 590-620 °C для пегматоидно-графической и 580-610 °C для блоковой зоны хризоберилловых пегматитов. Эти значения систематически ниже результатов геотермометра Ti-в-биотите Генри с соавторами. Расхождение может быть обусловлено различиями между калибровками, включая способ учёта магнезиальности, Fe^{3+} и давления. В диссертационной работе предпочтение отдается температурам, полученным с помощью геотермометра Ti-в-биотите.

Полученные температуры хорошо согласуются с результатами Ti-в-кварце геотермометрии. Независимые оценки по составу кварца и биотита дают близкие температурные интервалы, что подтверждает обоснованность полученных результатов. При принятом давлении 4.5 кбар начальные температуры кристаллизации гранитов D_2–D_3 и керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией соответствуют температурным условиям амфиболитовой фации метаморфизма.

Биотит выступает крайне информативным минералом при изучении гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн. Его химический состав отражает как условия кристаллизации, так и особенности источника и эволюции пегматитовых расплавов. Наиболее информативными параметрами в биотите являются магнезиальность (xMg), содержание TiO_2, а также концентрации несовместимых элементов (Li, Rb, Cs, Nb, Ta), чувствительных к степени кристаллической дифференциации. Биотит из гранитов D_2–D_3 характеризуется повышенной магнезиальностью и высокими содержаниями Ti, Cr и V, что указывает на их более высокотемпературный характер и возможное участие мафической компоненты при их формировании. В противоположность этому, биотиты из пегматитов с хризоберилловой минерализацией обогащены Li, Rb, Cs, Nb и Ta и формировались из наиболее

фракционированных расплавов. Изменение состава биотита в пределах рассмотренных пегматитов проявляется в закономерном увеличении содержания несовместимых элементов от краевых зон к центральным, сопровождаемом снижением отношения K/Rb.

5.4 Гранат

В пегматитах высоких давлений содержание граната возрастает по сравнению с другими типами пегматитов. В этих породах гранат встречается в виде вкрапленности мелких зёрен или образуя небольшие гнёзда и симплектитовые сростки с кварцем [53, 158].

Особенности химического состава граната в пегматитах чаще всего определяются двумя факторами – составом начального расплава и конкуренцией со стороны сосуществующих минералов. Типичная структура граната отражается формулой $X_3Y_2Z_3O_{12}$. В структуре граната изолированные SiO_4 тетраэдры соединены с $R^{3+}O_6$ октаэдрами, тогда как ионы $^{X}R^{2+}$ окружены восемью атомами кислорода. Выделяются следующие наиболее типичные механизмы замещения в гранате: (1) двухвалентные катионы (например, Zn и Co) замещают Fe и Mg в восьмерной координации на позиции X, (2) трёхвалентные Y+REE замещают Ca в позиции X, (3) Ti^{4+} и трёхвалентные V и Cr замещают Al в октаэдрической позиции Y, (4) P^{5+} и Ge^{4+} входят в тетраэдрическую позицию Z [168].

5.4.1 Характеристика образцов и методика исследований

Гранат является характерным акцессорным минералом большинства рассмотренных в работе пород. С целью сравнительного анализа состава граната из гранитов и различных типов пегматитов холмов Ларсеманн был изучен их примесный состав в 11 зернах из 3 образцов. Четыре зерна были проанализированы из образцов гранитов D_2-D_3, три зерна из образцов керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией и четыре зерна из образцов керамических пегматитов с миароловыми полостями. Зёрна граната не отбирались отдельно по каждой зоне пегматитовых тел, поэтому полученные данные отражают в первую очередь различия между типами пород и особенности внутрикристаллической зональности. Анализ граната из слюдоносных плагиоклазовых пегматитов с крупнокристаллическим мусковитом не проводился, так как в образцах из этих пород не было встречено гранатовой минерализации.

Содержание основных элементов определялось методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 в ИГГД РАН. Для выявления внутрикристаллической химической зональности в каждом зерне анализы выполнялись в центральной и краевой частях. Всего было выполнено 22 анализа состава граната.

Содержание редких элементов определяли методом SIMS на ионном зонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИ РАН. Всего было выполнено 22 анализа.

В гранитах D_2-D_3 гранат представлен отдельными идиоморфными изометричными зёрнами размером 0.5-5 мм (рисунок 62). Гранат характеризуется практически полным отсутствием включений и реакционных кайм. По сравнению с изученными пегматитами гранат встречается чаще и образует редкую, относительно равномерную вкрапленность во всём объёме породы.

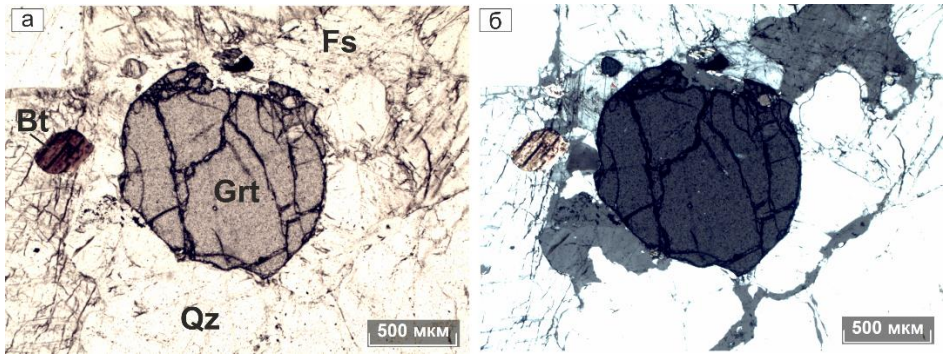

Рисунок 62 – Гранат в гранитах D_2-D_3. Изображения в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

В керамических пегматитах с хризоберилловой минерализацией гранат встречается в виде идиоморфных кристаллов размером 0.1-2 мм, чаще всего он приурочен к аплитовым частям жил, реже наблюдается в блоковых зонах (рисунок 63). В керамических пегматитах с миароловыми полостями гранат встречается в виде идиоморфных кристаллов размером 0.5-5 мм, тяготеющих к миароловым полостям. В графической и блоковой зонах гранат отсутствует. В отдельных миароловых полостях пегматитов полуострова Стурнес также встречаются крупные, размером до нескольких сантиметров, идиоморфные кристаллы граната предположительно альмандин-спессартинового состава.

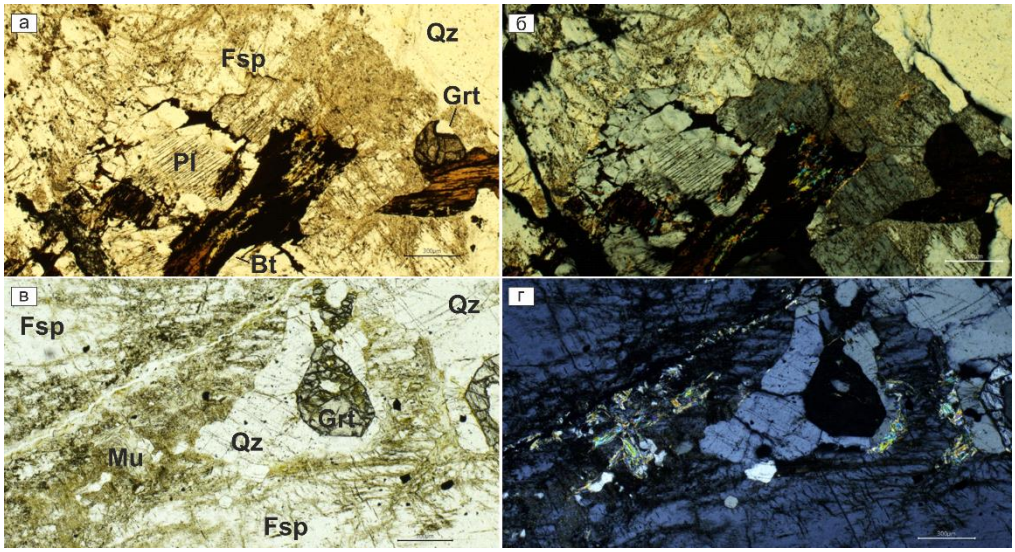

Рисунок 63 – Гранат в керамическом пегматите с хризоберилловой минерализацией. Изображения в проходящем свете, (а, в) – без анализатора, (б, г) – с анализатором (составлено автором)

5.4.2 Результаты

Состав по главным элементам. Гранат из всех рассмотренных пород представлен альмандином (Alm = 68-72) с достаточно высоким содержанием пиропового минала (X_{Mg} = 0.21-0.27) и низким – гроссулярового и спессартинового миналов (X_{Ca} < 0.04, X_{Mn} < 0.03) (таблица Б.7). По содержанию главных элементов описанные гранаты практически не отличаются. Подобный гранат является типичным для керамических безрудных пегматитов и метаморфических пород [179].

Гранат из гранитов D_2-D_3. Содержание MnO находится в пределах 0.66-1.18 мас. % (рисунок 64). В целом, наблюдается увеличение содержания этого соединения от ядер кристаллов к их краям. Так, в зерне №10-3 концентрация MnO увеличивается в два раза от центральной части кристалла (0.66 мас. %) к краевой (1.12 мас. %). Закономерностей в содержании MgO в разных частях гранатовых зерен не установлено, медианные содержания этого элемента лежат в интервале 6.36 (ядра зерен) – 6.40 (краевые части) мас. %.

*Гранат из керамических пегматитов с хризобериллово*й минерализацией. Для граната характерны наименьшее относительно других изученных пород содержание MnO, лежащее в интервале 0.60-0.95 мас. % (рисунок 64). Содержания остальных главных компонентов в центральных и краевых частях зёрен близки, а отчётливая направленная внутрикристаллическая зональность по FeO, MgO и CaO не установлена.

Гранат из керамических пегматитов с миароловыми полостями. Гранат отличается повышенным содержанием FeO (32.2-33.7 мас. %, медиана 32.9 мас. %) и MnO (0.89-1.43 мас. %, медиана 1.10 мас. %). Содержание MgO понижено относительно граната из остальных исследованных пород и изменяется от 4.97 до 6.39 мас. % при медиане 5.67 мас. % (рисунок 64). Медианное содержание FeO изменяется от 32.2 мас. % в ядрах до 33.4 мас. % на краях зерен. Одновременно медианные содержания MnO и CaO незначительно уменьшаются соответственно от 1.16 до 1.02 мас. % и от 1.17 до 1.08 мас. %.

Составы граната из трёх исследованных типов пород в значительной степени перекрываются, а вариации главных компонентов в пределах отдельных зёрен выражены слабо и не образуют для них единого тренда. Наиболее отчётливо межгрупповые различия проявляются в пониженном содержании MgO и повышенных содержаниях FeO и MnO в гранате из керамических пегматитов с миароловыми полостями.

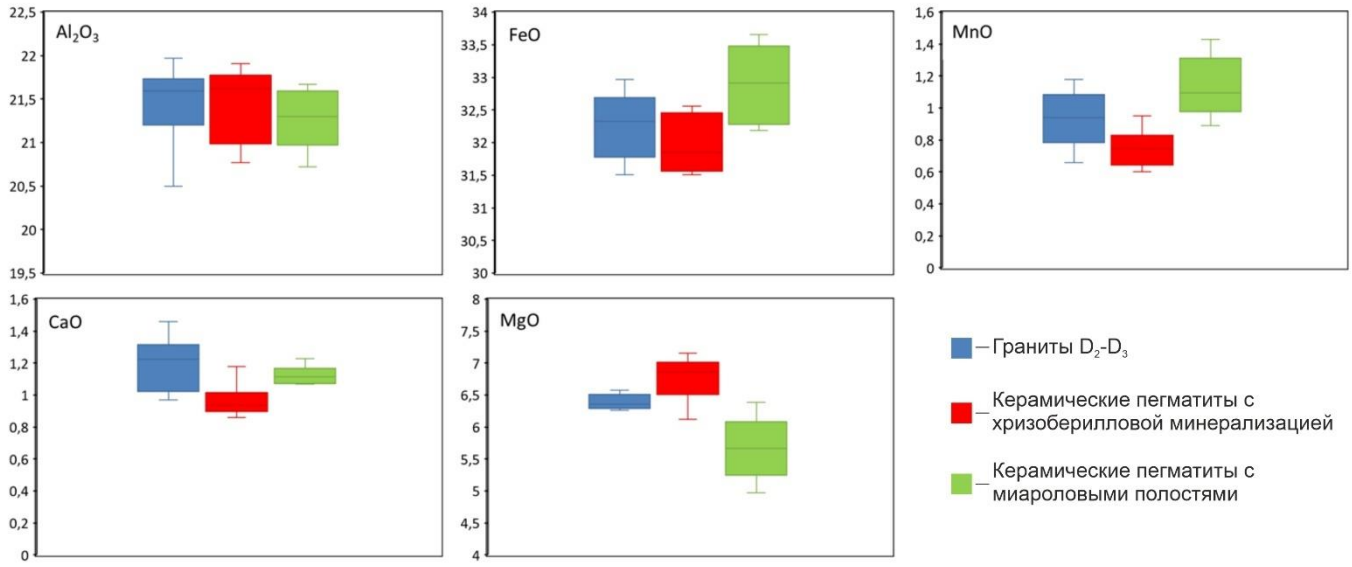

Рисунок 64 – Диаграммы «ящик с усами» для основных оксидов в составе граната из гранитов D_2-D_3 и пегматитов холмов Ларсеманн. Содержание приведено в мас. %. Прямой линией показана медиана, «ящик» отвечает межквартильному размаху (IQR), «усы» - минимум-максимум без учета выбросов (non-outlier range, Q1 – 1.5×IQR и Q3 + 1.5×IQR) (составлено автором)

Состав по редкоземельным элементам Гранат из гранитов D_2-D_3 и исследованных керамических пегматитов характеризуется преобладанием тяжёлых редкоземельных элементов над лёгкими и резко выраженной отрицательной европиевой аномалией (рисунок 65; таблица Б.8).

В гранате из *гранитов D_2-D_3* суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах 104-329 ppm (медиана 185 ppm). Основной вклад в суммарное количество REE вносят HREE (медиана 177 ppm) чем LREE (медиана 11.3 ppm). Значение La_N/Sm_N = 0.05 отражает выраженное увеличение дифференциации от La к Sm. HREE также демонстрируют положительный наклон от Gd к Lu (Lu_N/Gd_N = 6.54). На спектрах распределения отмечается хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.013) (рисунок 65).

В гранате из *керамических пегматитов с хризоберилловой* минерализацией суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует от 129 до 148 ppm (медиана 142 ppm). Больший вклад в суммарное количество REE вносят HREE (медиана 130 ppm) чем LREE (медиана 9.26 ppm). REE-часть спектра характеризуется выраженным увеличением нормированных содержаний от La к Sm (La_N/Sm_N = 0.02), распределение HREE достаточно равномерное (Lu_N/Gd_N = 1.25). На спектрах распределения также отмечается хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.016) (рисунок 65).

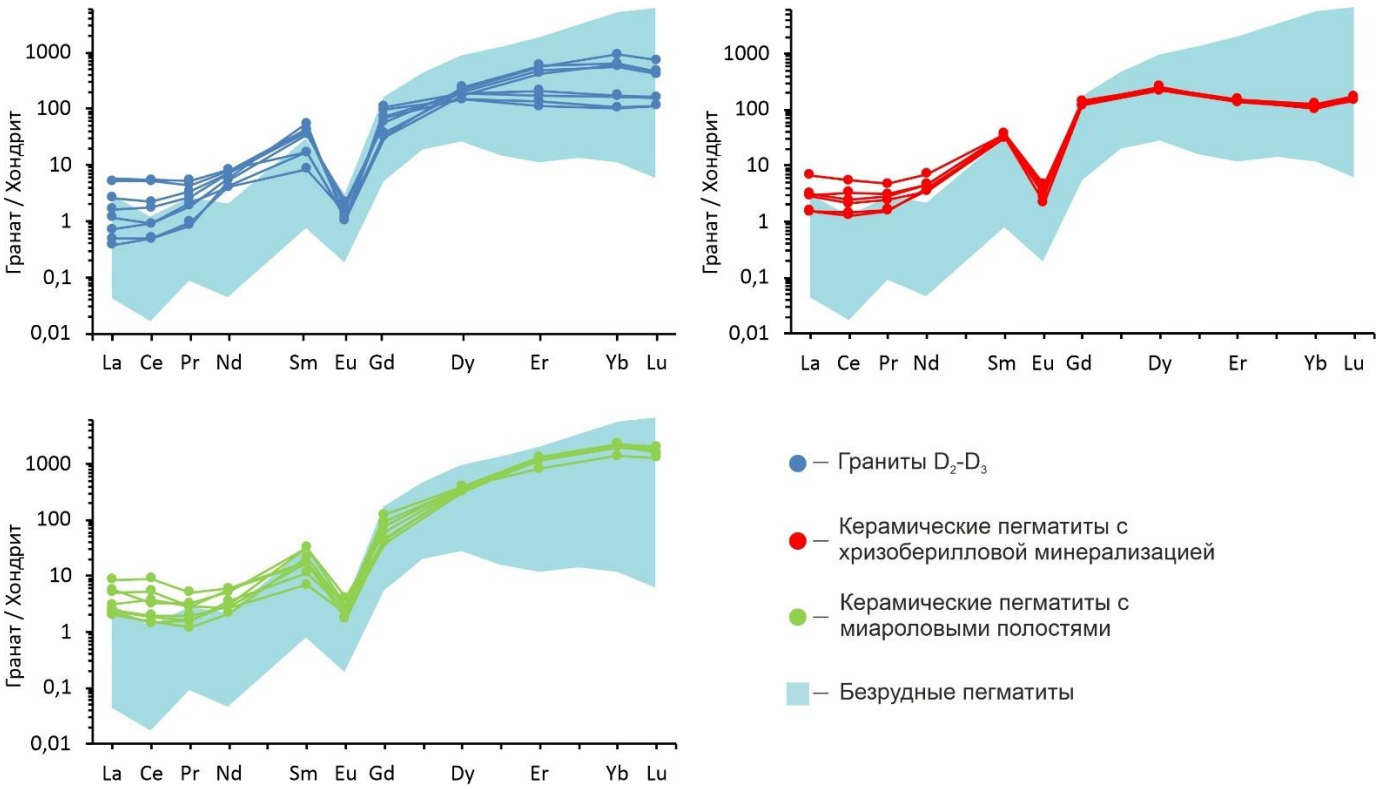

Рисунок 65 – Спектры распределения редкоземельных элементов в гранате из гранитов D_2-D_3 и пегматитов холмов Ларсеманн, нормированные на хондрит [186]. Поле содержания REE в безрудных пегматитах по [95] (составлено автором)

Гранат из *керамических пегматитов с миароловыми полостями* отличается наиболее высоким суммарным содержанием REE – от 515 до 754 ppm при медиане 678 ppm. Это приблизительно в 4-5 раз выше медианных значений, установленных для граната из гранитов D_2-D_3 и пегматитов с хризоберилловой минерализацией. Больший вклад в суммарное количество REE вносят HREE (медиана 672 ppm) чем LREE (медиана 7.38 ppm). Спектр распределения LREE практически горизонтальный ($La_N/Sm_N = 0.18$), в то время как у HREE наблюдается очень хорошо выраженная дифференциация ($Lu_N/Gd_N = 31.6$). На спектрах распределения отмечается хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.025) (рисунок 65).

Различия между исследованными гранатами проявляются, в первую очередь, в характере распределения HREE, спектры которых могут иметь левосторонний (граниты D_2-D_3 и пегматиты с миароловыми полостями) или слабый правосторонний (пегматиты с хризоберилловой минерализацией) наклон, а также практически горизонтальное распределение (часть гранатов из гранитов D_2-D_3). Зональность изученных гранатов по редкоземельным элементам не проявлена.

Состав по малым и редким элементам. Состав граната из гранитов D_2-D_3 и исследованных керамических пегматитов различается по содержаниям ряда малых и редких элементов (рисунки 66, 67; таблица Б.8). Наиболее контрастные межгрупповые различия установлены для Li, Sc, Ti, V, Cr, Y, Hf и Ta.

Гранат из гранитов D_2-D_3 характеризуется повышенными содержаниями Ti (135-332 ppm, медиана 260 ppm) и V (89.9-153 ppm, медиана 110 ppm) (рисунок 66). Концентрации Cr (76.7-156 ppm, медиана 108 ppm) и Y (219-708 ppm, медиана 421 ppm) занимают промежуточное положение среди гранатов исследованных пегматитов. Содержания остальных малых и редких элементов сравнительно невелики. В исследуемых гранатах от центра кристалла к краю понижаются содержания Mn, Ca, Cr и Hf, а содержания Ti, P, Be и Li повышаются (рисунок 67). Наиболее заметное увеличение установлено для Ti и P.

Гранат из *керамических пегматитов с хризоберилловой* минерализацией отличается наиболее высокими содержаниями Cr, Zr, B и Be. Концентрация Cr изменяется от 108 до 195 ppm при медиане 170 ppm, Zr – от 21.7 до 60.9 ppm при медиане 47.6 ppm, B – от 0.11 до 0.30 ppm при медиане 0.23 ppm. Содержание Be варьирует от 0.02 до 0.17 ppm при медиане 0.06 ppm. Пониженные содержания характерны для совместимых элементов Y (294-422 ppm, медиана 314 ppm) и Sc (126-156 ppm, медиана 146 ppm) (рисунок 66). По данным SIMS, в направлении от центральных частей зёрен к краевым медианные содержания Mn, Ti, P, Cr, Hf, Be и Li несколько увеличиваются, тогда как содержание Ca уменьшается (рисунок 67). Для большинства элементов изменения невелики, наиболее отчётливый рост установлен для Be.

Гранат из керамических пегматитов с миароловыми полостями. Для граната из данных пегматитов характерны повышенные концентрации большинства несовместимых (Li, Be, Ta, Rb, Cs, Hf) и некоторых совместимых (Y и Sc) элементов (рисунок 66). Так, содержание Li изменяется в интервале 4.97-8.74 ppm (медиана 6.78 ppm). Концентрация Be, подобно гранату из пегматитов с хризоберилловой минерализацией, может варьировать в достаточно широких пределах от 0.02 до 0.17 ppm (медиана 0.05 ppm). Содержание Y составляет от 915 до 1187 ppm (медиана 1132 ppm), что в 3-4 раза выше, чем в гранате других рассмотренных пород. Содержание же V, Cr и Ti в исследованных гранатах оказывается наименьшим. Подобным образом ведет себя и P, характеризуясь концентрацией от 72.1 до 430 ppm (медиана 192 ppm) (рисунок 66). По данным SIMS, от центральных к краевым частям зёрен медианные содержания Mn, Ti, Hf и Li увеличиваются, тогда как содержания Ca, P, Cr и Be уменьшаются (рисунок 67).

В сравнении с гранатами из различных мировых примеров пегматитовых тел, исследуемые оказываются обеднены Li и Na, при этом в значительной степени обогащены Sc, Ti, V, Cr, Rb, Hf, Ta [102, 116, 118, 124]. Содержание некоторых из этих элементов (например, Sc, V, Cr и Ta) может превышать на один или несколько порядков типичные концентрации для гранатов как из редкометалльных, так и безрудных пегматитов различных мировых локаций.

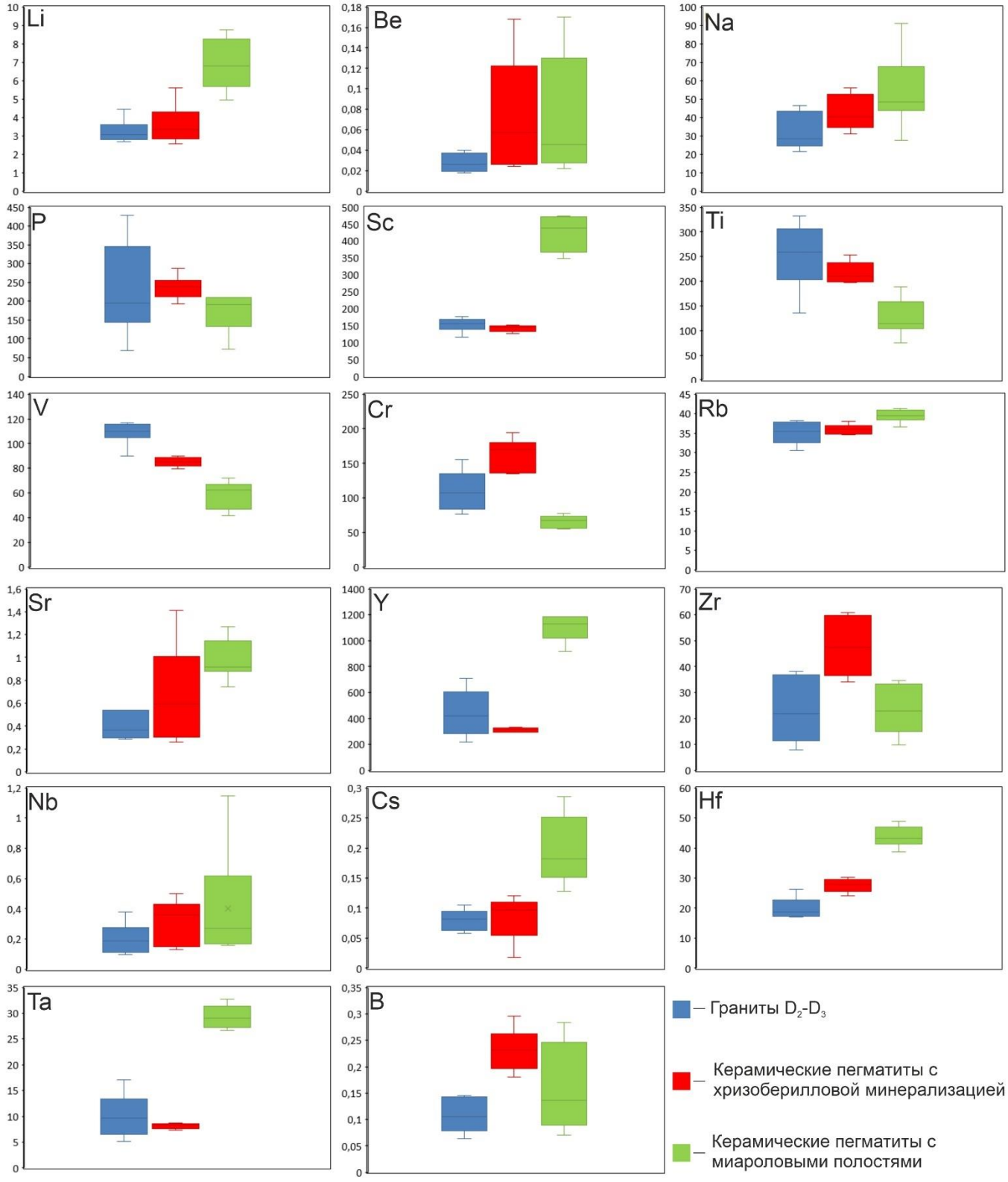

Рисунок 66 – Диаграммы «ящик с усами» для редких элементов в составе граната из гранитов D_2-D_3 и различных типов пегматитов холмов Ларсеманн. Содержание приведено в ppm. Прямой линией показана медиана, «ящик» отвечает межквартильному размаху (IQR), «усы» - минимум-максимум без учета выбросов (non-outlier range, Q1 – 1.5×IQR и Q3 + 1.5×IQR)

(составлено автором)

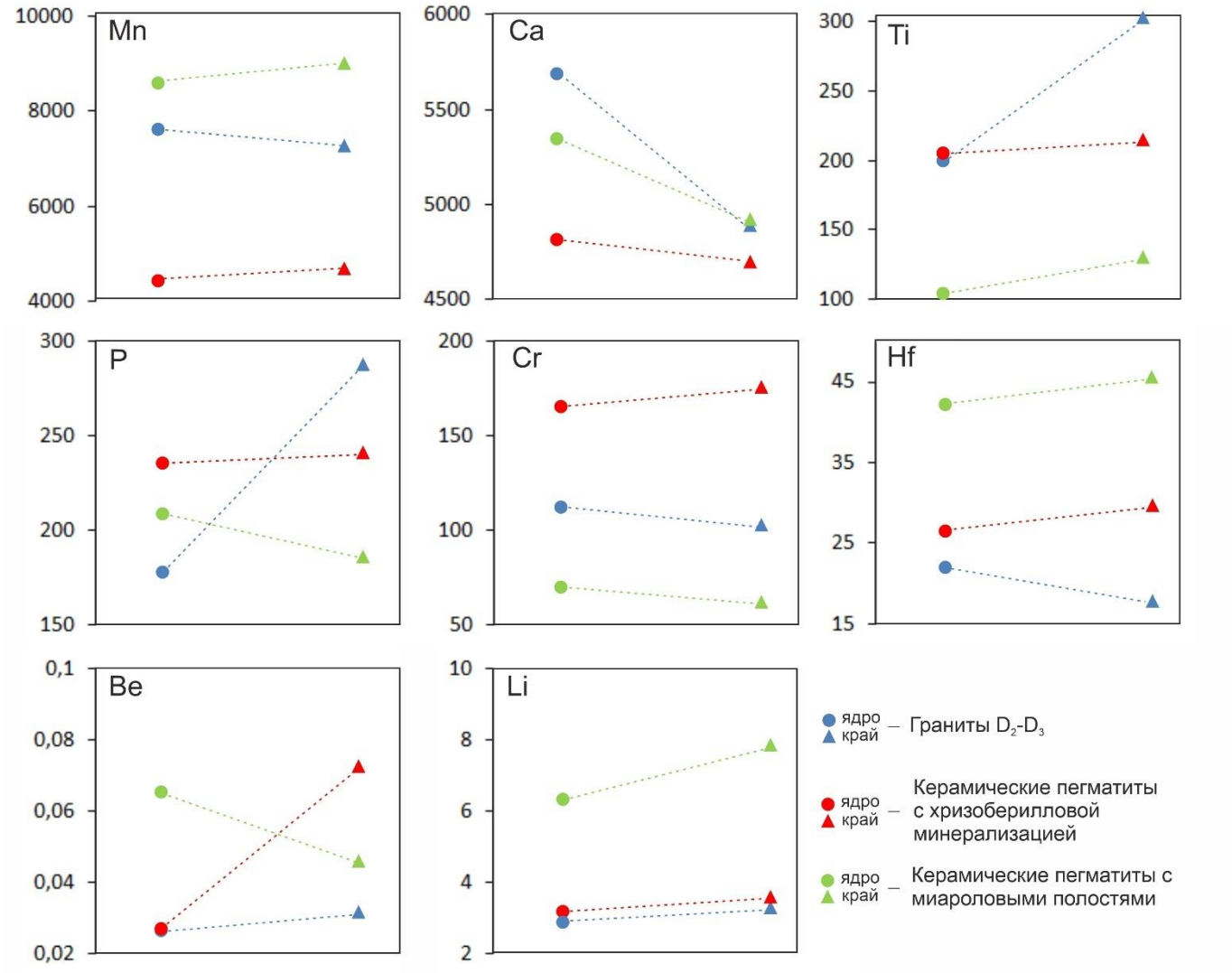

Рисунок 67 – Изменение медианных содержаний основных и редких элементов в центральных и краевых частях зёрен граната из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн. Содержания приведены в ppm (составлено автором)

5.4.3 Обсуждение результатов

Как было отмечено ранее, гранаты из исследованных пород принадлежат к альмандин-пироповому ряду. Для них характерно достаточно высокое содержание пропового компонента с низкой долей спессартинового минала. Положение фигуративных точек их составов в поле магматического граната на диаграмме Mn–Fe^{2+}–Mg, а также идиоморфная и гипидиоморфная форма зёрен и отсутствие выраженных реакционных кайм согласуются с их кристаллизацией из расплава (рисунок 68). Повышенная доля пропового компонента и близость состава к гранату метапелитовых пород, по-видимому, отражают происхождение исходных расплавов в результате частичного плавления метапелитового протолита [124, 202, 204].

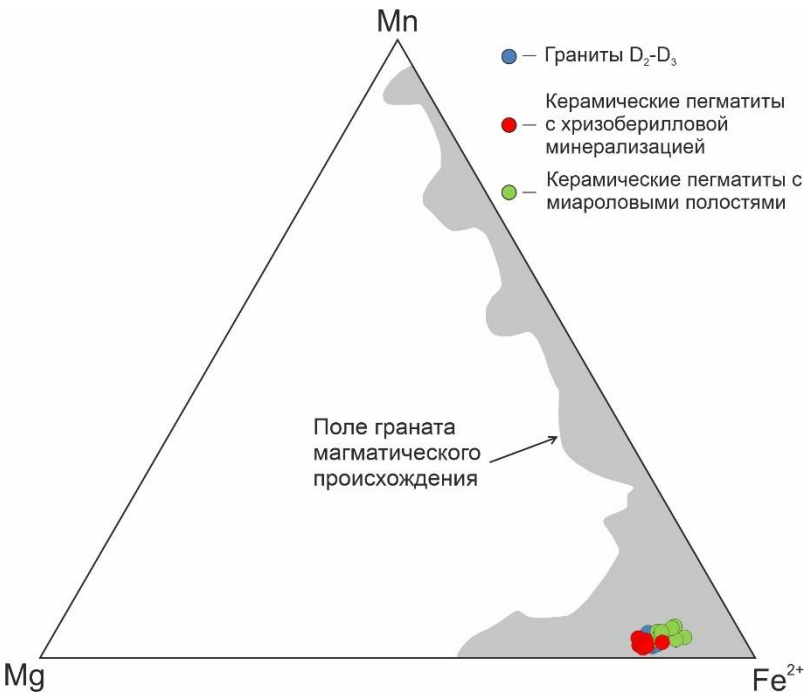

Рисунок 68 – Тройная классификационная диаграмма Mn-Fe^{2+}-Mg для гранатов из гранитов D_2-D_3 и пегматитов холмов Ларсеманн. Поле магматического граната по [152] (составлено автором)

Во многих работах, посвященных изучению граната в пегматитах, отмечается, что содержание Mn в гранате является показателем степени эволюции вмещающего пегматита [170]. Экспериментальные исследования Манер и соавторов [144] показали, что для формирования обогащенного Mn граната требуется фракционная кристаллизация около 95% исходного расплава. Низкое содержание Mn в исследованных гранатах из рассмотренных пегматитов холмов Ларсеманн свидетельствует о низкой степени фракционирования исходных расплавов [123]. Это заключение подкрепляется и тем фактом, что в гранате из данных пород наблюдается незначительное повышение содержания Mn от центра к краю, что отражает слабое фракционирование расплава во время роста граната.

Коэффициент распределения минерал (Grt) – расплав для Ti, как правило, меньше 1 [95], что объясняет постепенное увеличение содержания этого элемента от центральных частей исследованных кристаллов граната к их краям. Повышенные содержания Ti и V в гранате из гранитов D_2-D_3 могут быть связаны с отсутствием или резко подчиненным количеством в этих породах ильменита – минерала, в котором эти элементы являются высоко совместимыми и накапливаются предпочтительнее [124, 125].

По содержанию редкоземельных элементов исследуемые гранаты оказываются сопоставимы с типичными концентрациями этих элементов в гранате из полевошпатовых анатектических пегматитов [118, 168, 172], S-гранитов [202] и мигматитов [127], оказываясь значительно (на 1-2 порядка) ниже значений, характерных для граната из наиболее

фракционированных пегматитов [152]. Спектры распределения редкоземельных элементов в исследуемых гранатах совпадают со спектрами распределения REE в гранате безрудных пегматитов различных мировых месторождений, демонстрируя явное обогащение HREE и выраженную отрицательную европиевую аномалию. На диаграмме Y–ΣREE (рисунок 69) составы всех изученных гранатов располагаются в поле гранатов S-гранитов и связанных с ними пегматитов, что согласуется с предполагаемым формированием расплавов при участии метаосадочного источника.

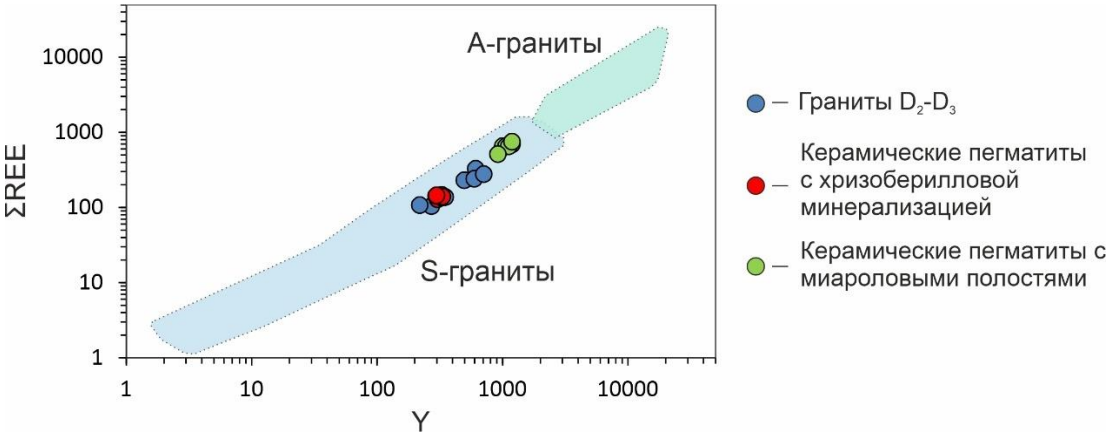

Рисунок 69 – Положение составов граната из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн на диаграмме Y–ΣREE. Поля гранатов A-гранитов и S-гранитов и связанных с ними пегматитов по [51]. Содержания приведены в ppm (составлено автором)

Y, HREE и Sc являются совместимыми элементами, замещающими Al и Fe^{3+} в структуре граната [95]. Их содержание во всех исследованных гранатах коррелирует с содержанием Li и Na, что объясняется необходимостью этих элементов для компенсации заряда при различных механизмах замещения [95]. В работах [124, 125], отмечается, что повышенные содержания REE, Y и Sc в гранате отражают переход от магматической стадии к магматической флюидообогащенной стадии. Такой механизм мог бы объяснить повышенные содержания Y, HREE и Sc в гранате из пегматитов с миароловыми полостями.

Отрицательная Eu-аномалия в исследованных гранатах свидетельствует о том, что гранат кристаллизовался из системы, обедненной европием, что может объясняться предшествующей кристаллизацией плагиоклаза. Наблюдаемое по данным SIMS снижение содержания Ca к краевым частям зёрен также может быть связано с его постепенным извлечением из расплава плагиоклазом и другими Ca-содержащими фазами [118, 123], хотя содержание Ca в гранате может контролироваться и апатитом [187].

Изменения содержания P в гранатах различных типов пегматитов отражают различную роль фосфатных минералов в распределении фосфора в системе. В гранате из гранитов D_2-D_3 увеличение медианного содержания P от центральных частей зёрен к краевым сопровождается снижением содержания Ca. Сходная фосфорная зональность описана Т. Каваками и Т. Хокадой

для граната высокотемпературных метапелитов комплекса Лютцов–Хольм в Восточной Антарктиде [128]. Повышение содержания P в краевой части граната было связано авторами с изменением фосфатно-силикатных равновесий и исчезновением апатита, ограничивавшего активность фосфора. Кристаллизация плагиоклаза и связанное с ней снижение активности Ca в остаточном расплаве также могли препятствовать кристаллизации апатита и способствовать накоплению P в поздних генерациях граната. Аналогичный механизм может объяснять противоположно направленные изменения P и Ca в гранате из гранитов D_2-D_3. В пегматитах с хризоберилловой минерализацией рост содержания P выражен слабее, вероятно, вследствие частичного связывания этого элемента в других минералах. В гранате пегматитов с миароловыми полостями, характеризующихся широким развитием фосфатной минерализации, наблюдается обратная зональность, что, по-видимому, связано с интенсивным извлечением P из расплава при кристаллизации фосфатных фаз.

Nb считается высоко несовместимым элементом, чье накопление свойственно для граната, сформированного из более эволюционировавших пегматитовых расплавов [118, 124]. Предполагается, что постепенное снижение содержания Nb от ядер к краям кристаллов граната в пегматитах может быть связано с сосуществованием граната с Nb-Ta минералами, которые инкорпорируют в свою структуру указанные элементы в ходе развития пегматитового процесса. Результаты анализа кристаллов граната из пегматитов холмов Ларсеманн свидетельствуют о том, что данный механизм не находит однозначного подтверждения и не всегда может быть применен к подобного рода пегматитам. В изученных пегматитах с хризоберилловой минерализацией гранат, несмотря на сосуществование с ниобиевым рутилом, демонстрирует слабое, но закономерное увеличение содержания Nb от ядер кристаллов к их краям.

Таким образом, гранат из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн представлен альмандин-пиропом с низкой долей спессартинового компонента, что указывает на низкую степень фракционирования исходных расплавов. Вместе с тем, слабое повышение Mn и ряда несовместимых элементов от центральных частей к краям отдельных кристаллов отражает слабую направленную эволюцию остаточного расплава по мере роста граната. В гранитах D_2-D_3 гранат обогащен Ti и V, что, вероятно, объясняется слабой конкуренцией со стороны Ti-Fe оксидов. В гранате из пегматитов с хризоберилловой минерализацией распределение Ti, Nb и Ta контролируется сосуществующим с ним Nb-рутилом. Наиболее необычными среди рассмотренных образцов являются гранаты из пегматитов с миароловыми полостями, характеризующиеся повышенным содержаниями Y, HREE и Sc, что, вероятно, связано с переходом пегматитовой системы от магматической стадии к гидротермальной.

5.5 Апатит

Апатит $Ca_5(PO_4)_3(OH, F, Cl)$ – один из наиболее распространенных акцессорных минералов в большинстве магматических и метаморфических пород [68, 158]. Цвет апатита изменяется в зависимости от концентрации примесных катионов Mn^{2+}, Fe^{2+} и редких земель. В первичных структурных разновидностях пегматитов чаще встречаются голубые, зеленые и бесцветные (серые), а в околомиароловых комплексах и полостях – более редкие розовые, красные, сиреневые и фиолетовые разновидности [18, 19, 29, 30].

Благодаря устойчивости [89] и способности аккумулировать широкий спектр различных химических элементов [157, 159] апатит является ценным индикатором процессов петрогенеза, эволюции магматических систем, дифференциации расплавов и позднемагматических преобразований [101, 104, 134, 188]. Состав апатита может изменяться в широких пределах в зависимости от физических и химических условий его кристаллизации, так как его структура допускает различные катионные замещения [166]. Кальций может замещаться Mn, Fe, REE, Y, Sr, U, Th, Pb, а фосфор - Si, S и As [69, 70, 129], при этом характер таких замещений определяется составом расплава, температурными условиями кристаллизации, природой вмещающих пород и последующими гидротермальными воздействиями [69, 70, 146].

5.5.1 Характеристика образцов и методика исследований

Апатит широко распространен как во вмещающих метаморфических породах, так и в гранитах и пегматитах холмов Ларсеманн. С целью сравнительного анализа состава был изучен примесный состав апатита в 37 зернах из 4 образцов. Были проанализированы восемнадцать зерен из образцов гранитов D_2-D_3 и двенадцать зерен из образцов керамических пегматитов с миароловыми полостями. Кроме того, были рассмотрены семь зерен из распространенных в районе работ раннепалеозойских гранитов S-типа комплекса Прогресс для установления возможной петрогенетической связи с исследуемыми пегматитами. Анализ апатита из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией и слюдоносных плагиоклазовых пегматитов с крупнокристаллическим мусковитом не проводился, так как в образцах из этих пород не удалось выделить зерна, пригодные для анализа.

Содержание основных элементов определялось методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 в ИГГД РАН. Всего было выполнено 15 анализов.

Изотопно-геохимические исследования проводились методом LA-ICP-MS в лаборатории изотопно-аналитической геохимии Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). В общей сложности было выполнено 37 локальных анализов.

Апатит в гранитах D_2-D_3 встречается в виде отдельных призматических идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов размером 0.1-0.3 мм (рисунок 70), иногда с пирамидальными вершинами.

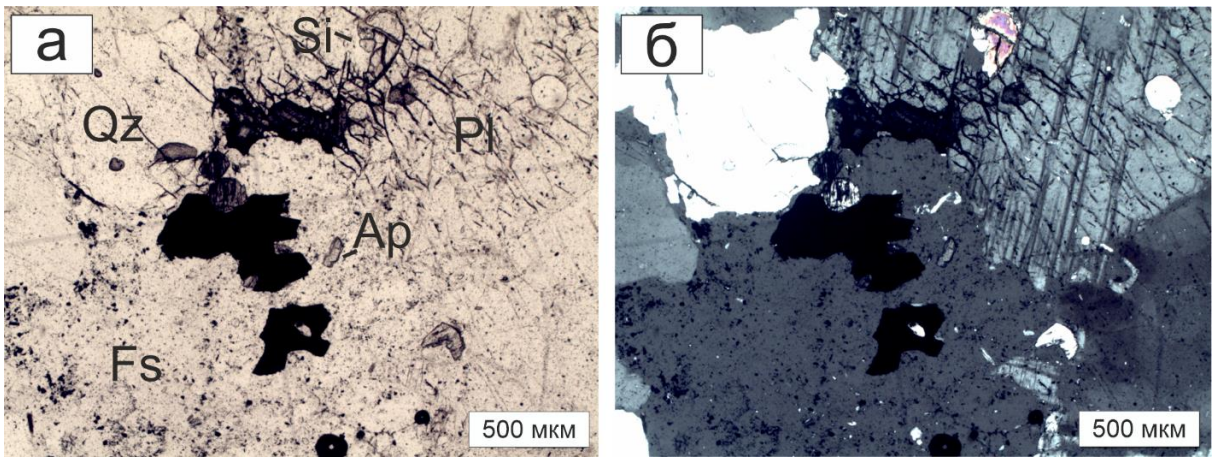

Рисунок 70 – Апатит в граните D_2-D_3. Изображения в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

Апатит из керамических пегматитов с миароловыми полостями представлен крупными (до нескольких см) темно-коричневыми, оранжевыми (рисунок 71) и красновато-коричневыми полупрозрачными часто зональными кристаллами с многочисленными включениями монацита и ксенотима, в большом количестве встречающимися в миароловых пустотах (рисунок 71).

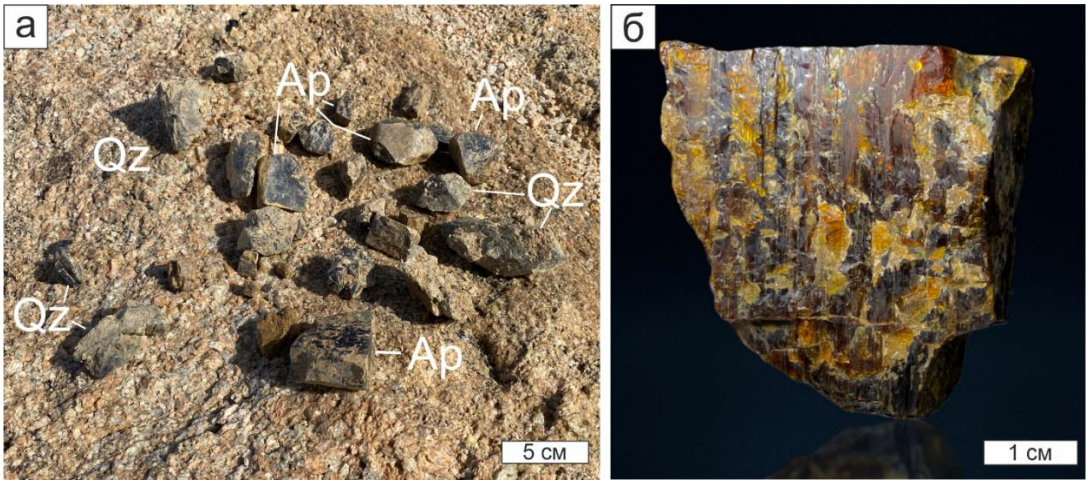

Рисунок 71 – Крупные кристаллы апатита из миароловой полости керамического пегматита: (а) – кристаллы апатита и дымчатого кварца, извлеченные из полости, (б) – общий вид типичных кристаллов апатита из керамического пегматита с миароловыми полостями (составлено автором)

Отдельные редкие гипидиоморфные кристаллы апатита размером 0.5-1.5 мм могут наблюдаться в пегматоидно-графической зоне. Внешняя зона кристаллов из миароловых полостей представляет собой более светлый, желтоватый тонкий матовый ободок толщиной

около 1 мм с шероховатой, иногда «чешуйчатой» поверхностью. Эта зона проявлена не повсеместно и наблюдается на отдельных гранях призмы и пирамиды.

В ней распространены многочисленные флюидные и минеральные включения (ксенотим, монацит, калиевый полевой шпат, каолинит) (рисунок 72). Включения ксенотима во внешней зоне образуют идиоморфные одиночные кристаллы размером до 40-50 мкм. Внутренняя часть кристаллов плотная, полупрозрачная, с ярким стеклянным блеском. В ней широко развиты ориентированные параллельные цепочки кристаллов монацита-(Ce) (рисунок 72). Размер кристаллов монацита обычно составляет до 20 мкм, самые крупные из них могут достигать 1-2 мм. Также отмечаются отдельные включения железосодержащего минерала (FeOt до 87-88%) с кристаллами размером до 0.1 мм, ориентированными параллельно цепочкам кристаллов монацита.

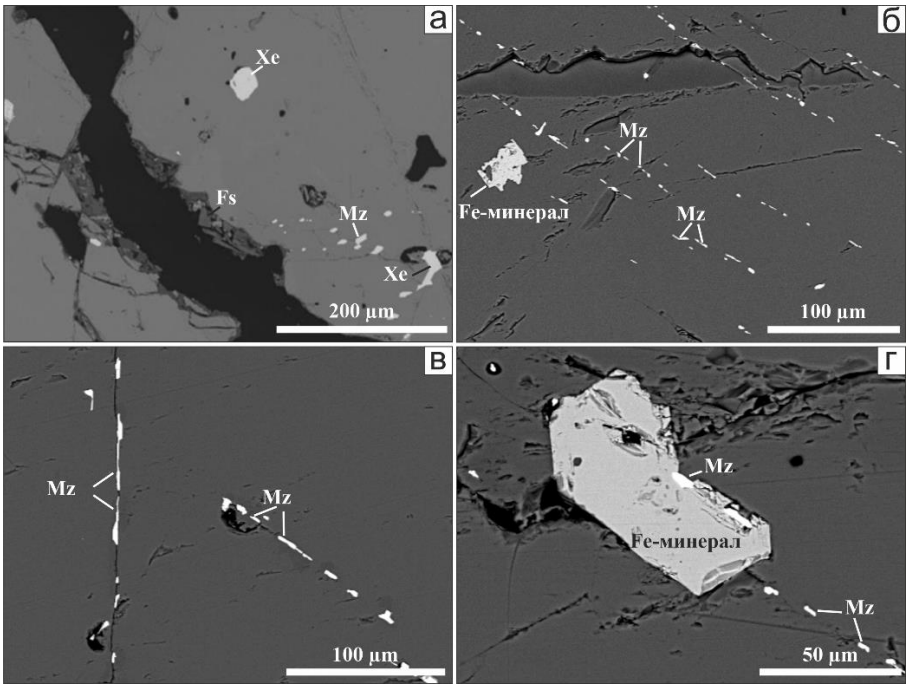

Рисунок 72 – BSE-изображение апатита с включениями монацита, ксенотима, калиевого полевого шпата и железистого минерала из керамических пегматитов с миароловыми полостями (составлено автором)

Апатит из гранитов комплекса Прогресс представлен идиоморфными кристаллами размером 0.1-0.3 мм, часто с развитыми гранями пирамиды (рисунок 73).

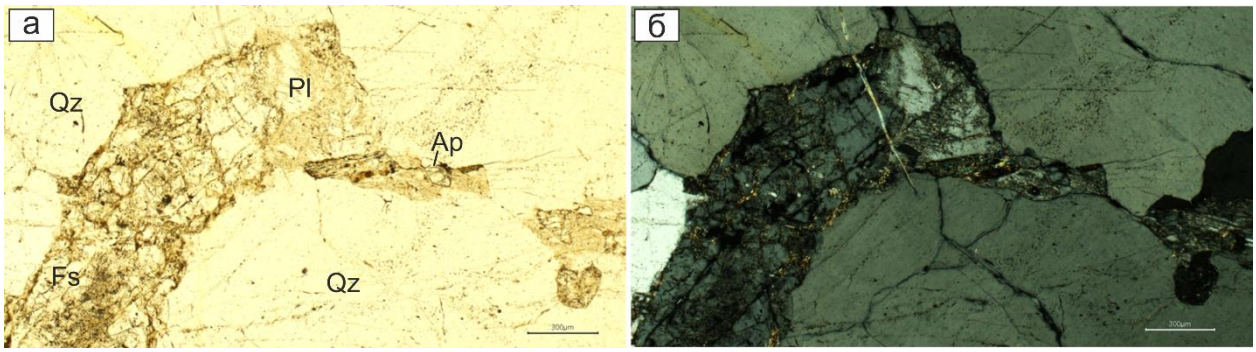

Рисунок 73 – Апатит в граните комплекса Прогресс. Изображения в проходящем свете, (а) – без анализатора, (б) – с анализатором (составлено автором)

5.5.2 Результаты

Состав по главным элементам. По данным SEM-EDS исследованные апатиты из пегматитов с миароловыми полостями относятся к фторапатиту с содержанием F от 2.04 до 3.92 мас. % (таблица Б.9). Для апатита из остальных изученных типов пород содержание F не определялось. Его принадлежность к фторапатиту принимается на основании результатов предшествующих минералого-геохимических исследований пегматитов холмов Ларсеманн [87, 107, 111]. Концентрация хлора в исследуемых апатитах варьирует в среднем от 2800 до 5000 ppm. Повышенные значения содержания Cl (медиана 5015 ppm) отмечаются во фторапатитах, отобранных из миароловых полостей керамических пегматитов: в них концентрация хлора оказывается в 1.5–2 раза выше, чем в других фторапатитах оазиса. Фторапатиты из гранитов комплекса Прогресс отличаются более высокими концентрациями Mn (медиана 8732 ppm), по сравнению с фторапатитами из гранитов D_2-D_3 и пегматитов с миароловыми полостями (медиана 2773 ppm). По содержанию Fe большинство исследованных фторапатитов сопоставимы между собой, за исключением образцов из пегматитов с миароловыми полостями, в которых концентрация FeO в образцах апатита часто превышает значение в 2 мас. % (рисунок 74), что значительно превышает типичные значения для гранитных и пегматитовых апатитов, описанных в мировой литературе [157, 161, 166, 167].

Состав по редкоземельным элементам. Нормализованные к хондриту спектры распределения редкоземельных элементов в исследованных апатитах существенно различаются как между гранитами и пегматитами, так и между некоторыми отдельными типами пегматитов.

Апатит из гранитов D_2-D_3. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в интервале 2997-6537 ppm (медиана 4634 ppm). Больший вклад в суммарное количество REE вносят LREE (медиана 3592 ppm) чем HREE (медиана 1468 ppm) (рисунок 75). Отмечается слабая дифференциация LREE (La_N/Sm_N = 0.66) и хорошо выраженная HREE (Lu_N/Gd_N = 0.09). На спектрах распределения отмечается хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.03-0.12) и заметная положительная Ce-аномалия (Ce/Ce* = 1.11–1.74). В сравнении с данными

по апатиту из различных мировых типов пегматитов, изучаемые образцы демонстрируют схожие спектры распределения REE с апатитом из обогащенных фосфором пегматитов [166].

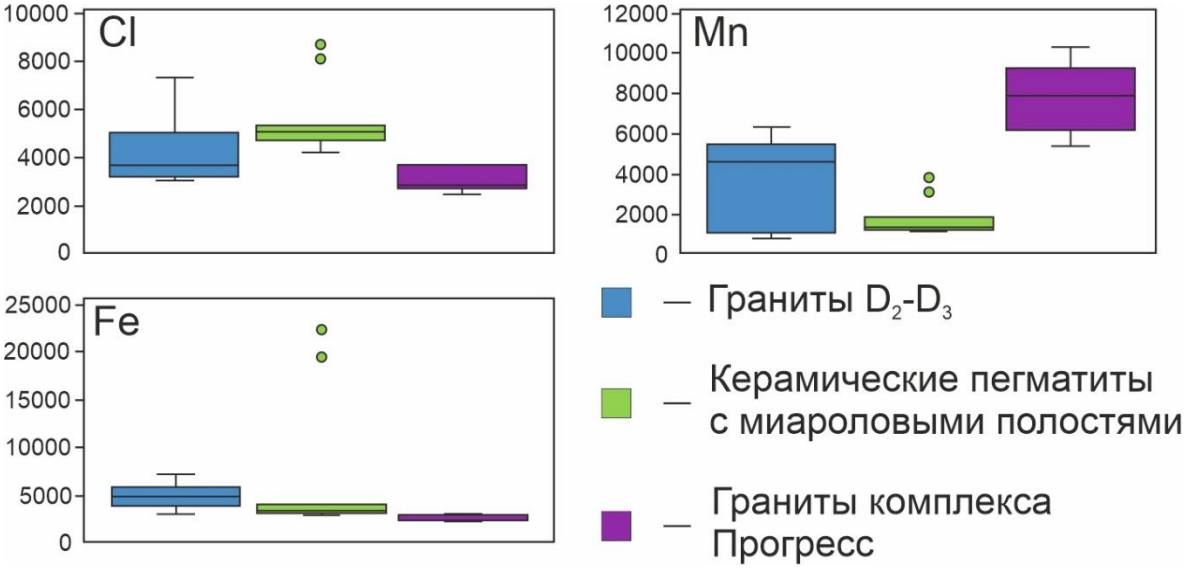

Рисунок 74 – Диаграммы «ящик с усами» для главных элементов в составе апатита из различных гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн. Содержание приведено в ppm. Прямой линией показана медиана, «ящик» отвечает межквартильному размаху (IQR), «усы» - минимум-максимум без учета выбросов (non-outlier range, Q1 – 1.5×IQR и Q3 + 1.5×IQR) (составлено автором)

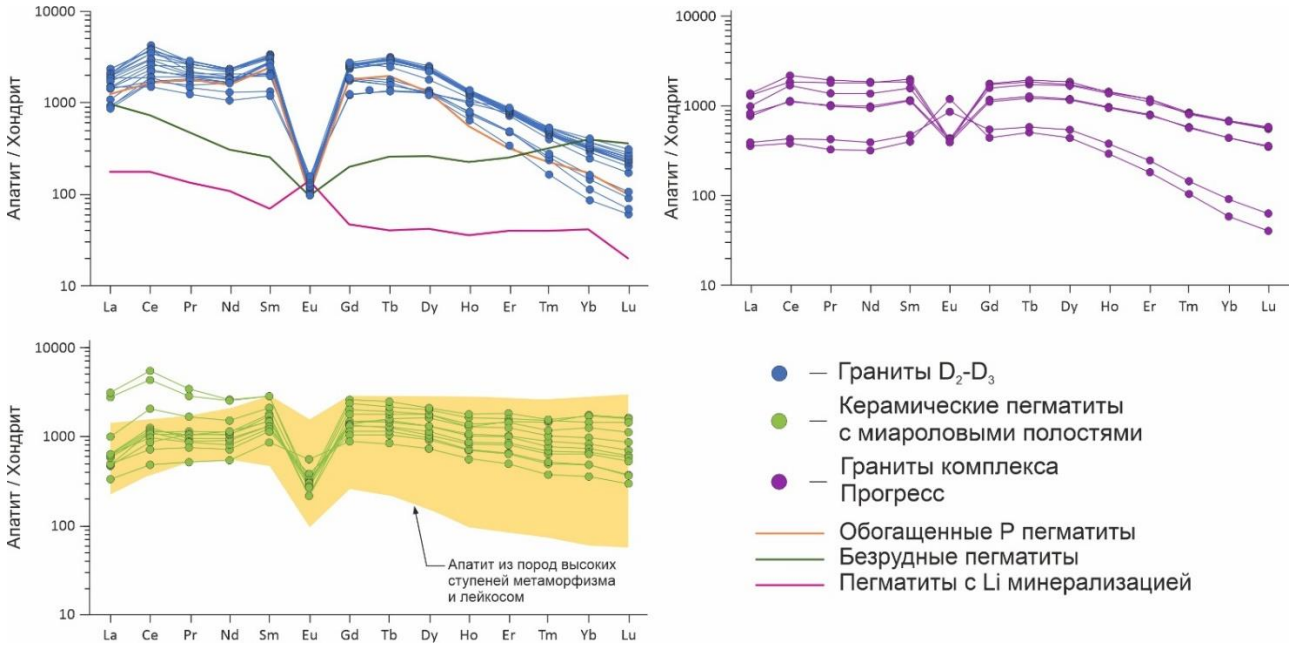

Рисунок 75 – Спектры распределения редкоземельных элементов в апатите из пегматитов и гранитов холмов Ларсеманн, нормированные на хондрит [186]. Поле содержания REE в апатите из пород высоких степеней метаморфизма и лейкосом по [157]. Осредненные кривые распределения REE в обогащенных P, Li и безрудных пегматитах по [166] (составлено автором)

Апатит из керамических пегматитов с миароловыми полостями. Фторапатит из данных пород характеризуется немного менее выраженной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 0.11-0.62) при заметной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce* = 1.17-1.66). В сравнении с апатитом из гранитов, а также с апатитом из некоторых классических мировых пегматитовых локаций [166], исследуемые образцы отличаются практически горизонтальными спектрами распределения REE (La/Yb = 1.42). Данные спектры резко отличаются от типичных «отрицательных» пологих спектров большинства стандартных апатитов (рисунок 75). В отличие от фторапатита из гранитов D_2-D_3, близких по форме спектра к апатитам из обогащенных P пегматитов [166], изученные образцы совмещают признаки нескольких известных типов и по характеру распределения REE оказываются близки к апатитам из гранитов комплекса Прогресс. Они демонстрируют лёгкий наклон влево в области LREE (подобно апатитам из обогащенных P пегматитов) и плавное снижение содержания HREE, что сближает их с типичными спектрами апатита из лейкосом и пород высоких степеней метаморфизма [157].

Апатит из гранитов комплекса Прогресс. Фторапатит из гранитов Прогресс демонстрирует достаточно нерегулярные формы спектров, а также повышенную вариабельность кривых, включая как отрицательные, так и положительные Eu-аномалии. Для большинства образцов типичны практически горизонтальные спектры с заметной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 0.21–0.36). В отдельных случаях наблюдаются образцы с умеренно наклоненными кривыми с понижением от LREE к HREE и положительной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 1.80-2.90).

Состав по малым и редким элементам. *Апатит из гранитов D_2-D_3.* Состав апатита в данных породах достаточно неоднороден. Наиболее широкий разброс значений установлен для Sr, содержание которого варьирует от 11.3 до 84.4 ppm при медиане 18.7 ppm. Концентрация Rb составляет от 3.14 до 22.3 ppm, медиана равна 5.17 ppm. По сравнению с апатитом из других рассмотренных пород он обогащён Y, Hf, REE и Pb. (Содержание Y находится в пределах 963–3877 ppm, Hf 0.26–0.76 ppm, REE 2997–6537 ppm, Pb 3.36–12.2 ppm. Медианные значения составляют 2881, 0.52, 4634 и 6.66 ppm соответственно. По остальным элементам заметных различий между апатитом гранитов D_2-D_3 и других пород холмов Ларсеманн не установлено (рисунок 76).

Апатит из керамических пегматитов с миароловыми полостями. Фторапатит отличается повышенным содержанием Sr и Rb. Концентрация Sr составляет 49.9-83.5 ppm при медиане 57.1 ppm, Rb 13.2-17.5 ppm при медиане 14.8 ppm. Содержание Y изменяется значительно шире, от 945 до 4192 ppm, медиана равна 2289 ppm. Концентрация Th и U для большинства анализов близка к значениям, полученным для апатита из других пород. Особый состав имеют крупные кристаллы фторапатита из миароловой полости. Содержание U в них достигает 85.6-99.2 ppm

при медиане 91.2 ppm. Это на порядок превышать выше типичных значений, характерных для большей части изученного апатита из других пород холмов Ларсеманн. В этих же кристаллах отмечаются также отдельные выбросы в содержании REE (6897-7984 ppm, медиана 7440 ppm), Th (8.79-9.34 ppm, медиана 9.06 ppm) и Pb (11.7-12.5 ppm, медиана 12.1 ppm) (рисунок 76).

Апатит из гранитов комплекса Прогресс. Фторапатит из гранитов Прогресс характеризуется повышенным содержанием Rb (19.9-23.9 ppm, медиана 21.2 ppm) и Sr (76.8-97.0 ppm, медиана 84.9 ppm). Концентрации Y и Hf демонстрируют широкий разброс (440-3649 ppm (медиана 1884 ppm) и 0.10-0.47 ppm (медиана 0.29 ppm) соответственно). Содержания U (1.00-7.23 ppm, медиана 4.06 ppm) и Th (0.15-0.75 ppm, медиана 0.43 ppm) в апатите из гранитов понижены по сравнению с апатитом из пегматитов с миароловыми полостями (рисунок 76).

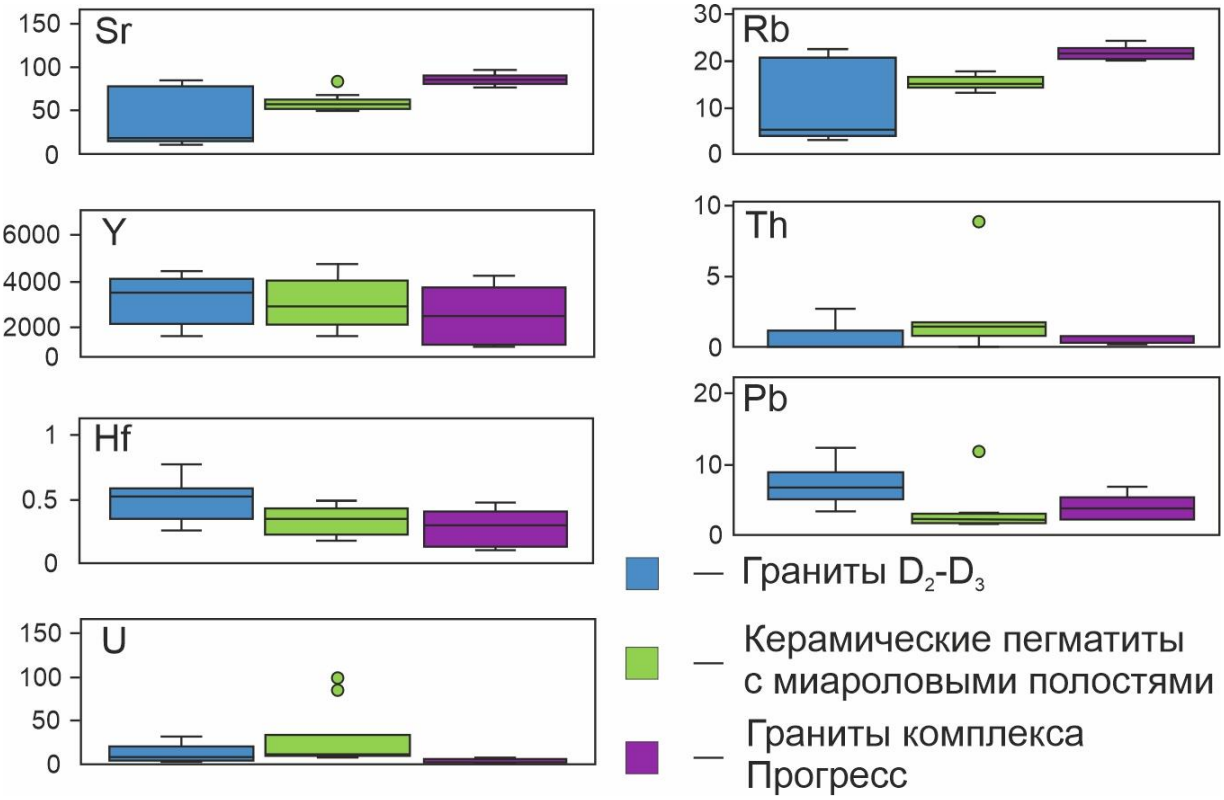

Рисунок 76 – Диаграммы «ящик с усами» для редких элементов в составе апатита из различных типов пегматитов и гранитов холмов Ларсеманн. Содержание приведено в ppm. Прямой линией показана медиана, «ящик» отвечает межквартильному размаху (IQR), «усы» - минимум-максимум без учета выбросов (non-outlier range, Q1 – 1.5×IQR и Q3 + 1.5×IQR) (составлено автором)

Составы апатита из пегматитов с миароловыми полостями, а также гранитов D_2-D_3 и гранитов Прогресс, на двухкомпонентных диаграммах образуют дискретные поля точек. В пределах отдельных типов пород отмечается внутренняя неоднородность, проявляющаяся в различной степени рассеяния данных. Фигуративные точки составов фторапатита гранитов D_2-

D_3 формируют два отдельных облака точек, нередко значительно удалённые друг от друга; аналогичная картина наблюдается для фторапатита из гранитов Прогресс (рисунок 77).

Фторапатит из пегматитов с миароловыми полостями по своим геохимическим характеристикам тяготеет к фторапатиту из гранитов Прогресс и части фторапатитов из гранитов D_2-D_3, формируя частично перекрывающиеся поля. Некоторые изолированные точки, выходящие за пределы основных облаков, вероятно, связаны с локальными вариациями условий кристаллизации.

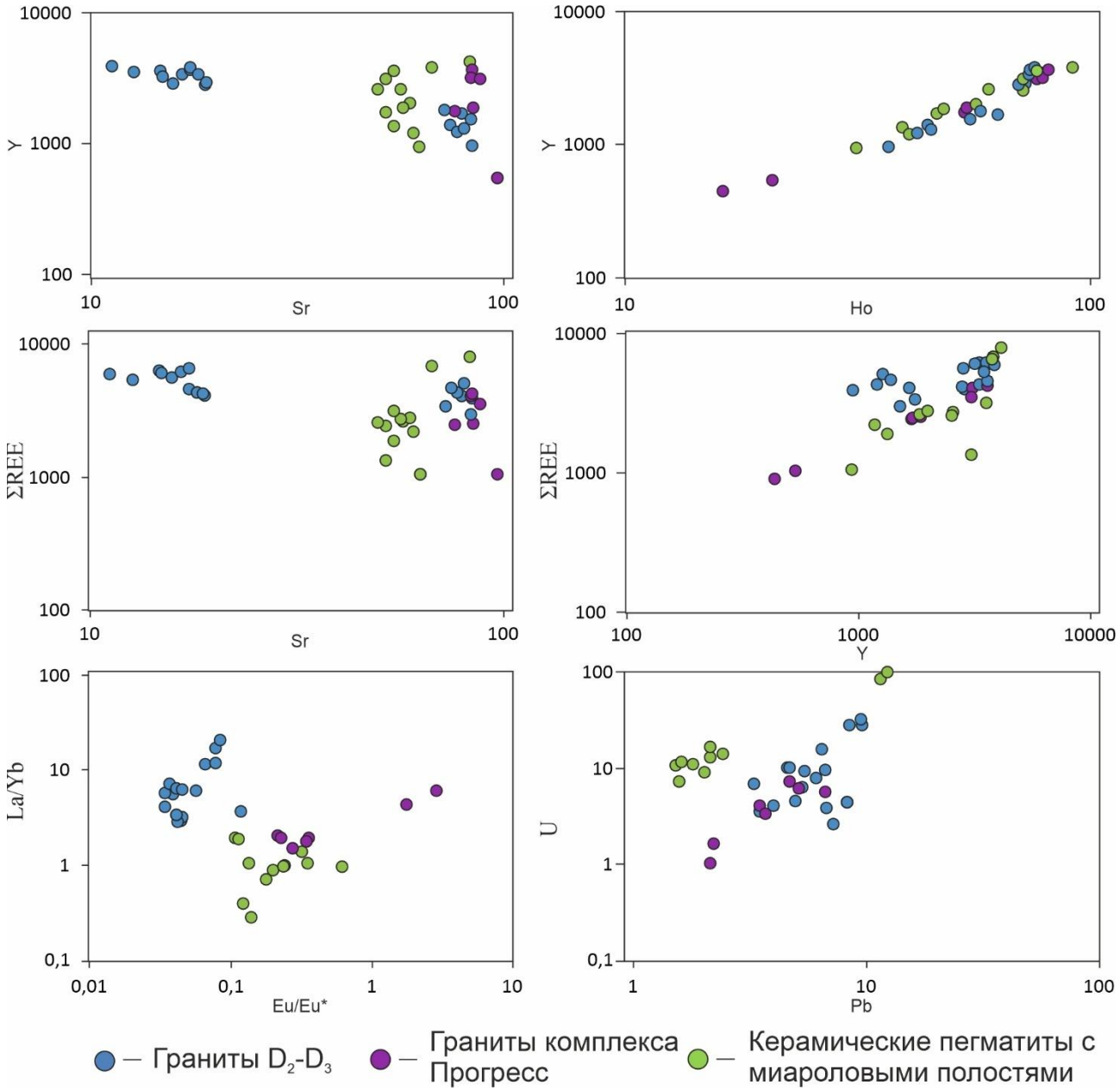

Рисунок 77 – Двухкомпонентные диаграммы распределения элементов (Sr, Y, Ho, ΣREE, Pb, U и соотношений Eu/Eu*, La/Yb) в апатитах из различных гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн (составлено автором)

5.5.3 Обсуждение результатов

Согласно данным [157], с увеличением степени метаморфизма концентрации Sr в апатите снижаются, тогда как содержания редкоземельных элементов повышаются. Эта зависимость позволяет предполагать более высокотемпературные условия формирования гранитов D_2-D_3, по сравнению с пегматитами с миароловыми полостями и гранитами Прогресс.

На дискриминационной диаграмме LREE–Sr/Y [157] (рисунок 78, А) фигуративные точки составов фторапатита из керамических пегматитов с миароловыми полостями и гранитов Прогресс располагаются преимущественно в поле частичных расплавов/лейкосом и высокотемпературных метаморфитов HM, с отдельными попаданиями в поля S-гранитоидов, а также в широкий интервал метасоматитов и пород низких и средних степеней метаморфизма (LM), для которых характерно растворение и переосаждение апатита с соответствующей потерей редкоземельных элементов. В то же время точки составов фторапатита из гранитов D_2-D_3 формируют два отдельных кластера - в полях HM (породы высоких степеней метаморфизма, лейкосомы и анатектиты) и гранитоидов S-типа. Судя по положению точек на дискриминационной диаграмме и повышенной концентрации Fe и Mn в исследованных зёрнах апатита можно предполагать, что изученные в работе породы были образованы из высокоглиноземистых анатектических расплавов, возникших при частичном плавлении метапелитов или парагнейсов. В таких расплавах вследствие дефицита Ca, уходящего в плагиоклаз, апатит характеризуется высокой растворимостью, что объясняет нахождение на территории холмов Ларсеманн большого количества апатита с высоким содержанием Fe и Mn.

На диаграмме Eu-Sm/Nd (рисунок 78, Б) фигуративные точки составов всех изученных фторапатитов преимущественно располагаются в поле гранитоидов S-типа, за исключением двух точек из гранитов Прогресс, попадающих в поле гранитоидов A-типа. Эти наблюдения указывают на единые геохимические тенденции и схожие условия формирования изученных тел – в ходе частичного плавления одного или нескольких протолитов, с последующими различиями в степени их эволюции и флюидного воздействия.

Редкоземельные элементы Y и Ho, имеющие схожие ионные радиусы и заряд, обычно не подвергаются фракционированию в гранитных расплавах, поэтому диапазон значений соотношений Y/Ho в типичных магматических породах очень мал и близок к хондритовому (27.7±1.9) [66]. В обычных силикатных расплавах эти два элемента характеризуются сходным геохимическим поведением, обозначаемым как CHARAC (CHArge-and-RAdius-Controlled), то есть распределением, контролируемым зарядом и ионными радиусами элементов. Отклонения от этого значения позволяют судить о степени постмагматических изменений. Во фторапатите из изученных пород отношение Y/Ho изменяется от близкого к хондритовому (25.9–32.0) до повышенного (38.0–46.5) (таблица Б.10). Первое характеризует фторапатит первично

магматического происхождения, с минимальным гидротермальным воздействием, а второе отражает частичную активизацию Y-Ho системы и миграцию этих элементов в ходе постмагматических гидротермальных процессов. Таким образом, среди изученных апатитов выделяются неизмененные первично магматические в части гранитов комплекса Прогресс. Апатит из гранитов D_2-D_3 и пегматитов с миароловыми полостями (рисунок 79) характеризуются повышенными значениями Y/Ho и демонстрирует среднюю и высокую степень влияния постмагматических гидротермальных процессов на рассмотренные породы.

Переход от неизменённых (магматических) к изменённым (гидротермальным) апатитам отдельно подтверждается диаграммами Nd–Ce и Ce/Ce*–Eu/Eu* (рисунок 78, В-Г). Согласно им наиболее изменённые фторапатиты отмечены в пегматитах с миароловыми полостями, гранитах Прогресс и части гранитов D_2-D_3. Фторапатит из другой части гранитов D_2-D_3 демонстрирует первичную магматическую природу.

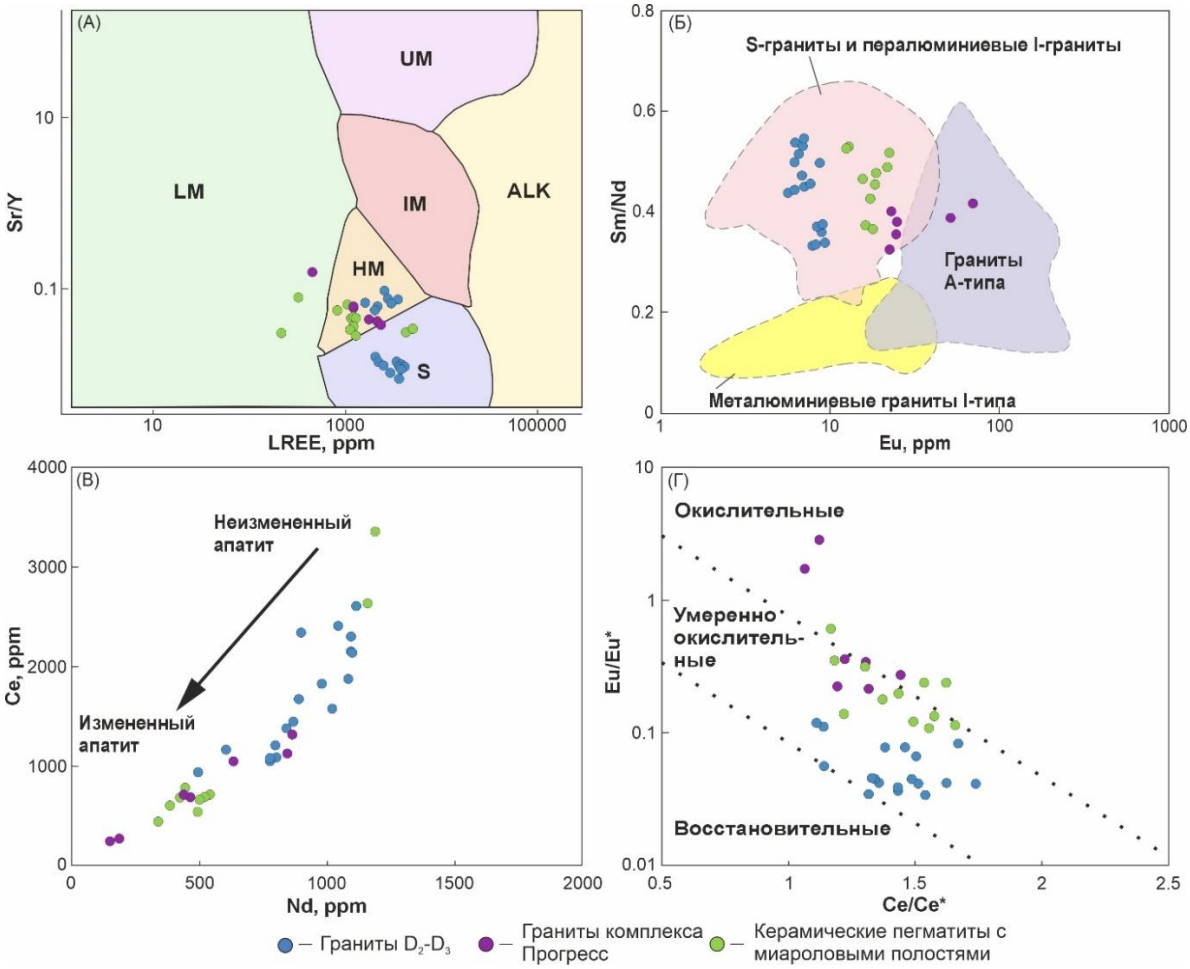

Рисунок 78 – Генетические диаграммы: (А) LREE-Sr/Y [157]; (Б) Eu-Sm/Nd; (В) Nd-Ce; (Г) Ce/Ce*-Eu/Eu* (поля по [119, 134]133). ALK: щелочные породы, HM: анатектиты/лейкосомы/породы высоких степеней метаморфизма, IM: мафические граниты I-типа и мафические породы, LM: породы низких и средних степеней метаморфизма, S: граниты S-типа, UM: ультрамафические породы (составлено автором)

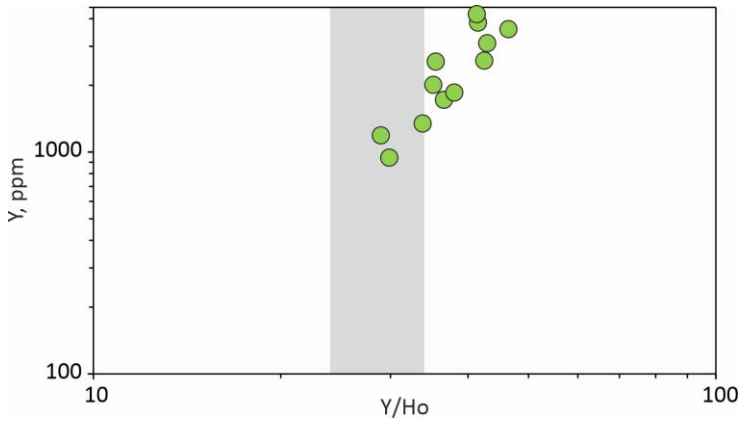

Рисунок 79 – Распределение Y и Y/Ho отношения во фторапатите керамических пегматитов с миароловыми полостями холмов Ларсеманн. Серым показан интервал CHARAC-распределения Y и Ho (24–34) (составлено автором)

Спектры распределения REE в исследованных апатитах существенно различаются между рассмотренными гранитами и пегматитами. Распределение REE во фторапатите из пегматитов с миароловыми полостями демонстрирует практически горизонтальный спектр с заметными негативными Eu-аномалиями. Это позволяет предполагать их происхождение из эволюционировавшего анатектического гранитоидного расплава подобно механизму образования лейкосом [64]. Апатиты из лейкосом, как правило, демонстрируют схожие геохимические характеристики с апатитами гранитов S-типа: низкие значения Th/U, La/Ce, а также уплощенные спектры распределения REE [157]. Это объясняет близость спектров распределения REE фторапатита из пегматитов с миароловыми полостями и гранитов Прогресс.

При этом спектр распределения REE во фторапатитах из гранитов комплекса Прогресс является неоднородным и кроме профиля, характерного для гранитов S-типа, демонстрирует паттерн, свойственный для минералов из пород низких и средних степеней метаморфизма, что может говорить об активном локальном воздействии гидротермальных растворов на поздних стадиях кристаллизации породы. Пониженные содержания REE и высокие значения концентрации Sr и Ca, а также менее выраженные Eu-аномалии в исследованных фторапатитах пегматитов с миароловыми полостями и некоторых фторапатитах из гранитов комплекса Прогресс также могут быть объяснены влиянием поздних метасоматических процессов [40]. Флюидное воздействие на финальных стадиях кристаллизации пегматитов и, реже, гранитов, обуславливает реакции растворения и перекристаллизации апатита, монацита и ксенотима из обогащенного REE первичного магматического апатита вдоль путей миграции флюидов в породе [157], что, вероятно, может объяснять формирование цепочек ориентированных включений кристаллов монацита и, реже, отдельных кристаллов ксенотима в кристаллах фторапатита из миароловых пустот керамических пегматитов.

По своему поведению спектры распределения REE во фторапатите из гранитов D_2-D_3 оказываются близки к гранитоидам S-типа [157] и практически повторяют поведение REE в апатитах из обогащённых фосфором пегматитов [166]. Их правосторонний наклон, выраженный в пониженных содержаниях тяжёлых REE, вероятно, связан с кристаллизацией граната в условиях высоких температур [70]. Относительное обеднение легкими REE (La и Ce), а также выраженные отрицательные Eu-аномалии в исследованных образцах апатита, вероятно, обусловлены его поздней кристаллизацией по отношению к породообразующим полевым шпатам [157].

По данным химических анализов установлено, что фторапатит из гранитов D_2-D_3 характеризуется повышенным содержанием редких элементов (Y, Hf, U) и низкими концентрациями Sr, что свидетельствует о том, что эти породы представляют собой наиболее высокотемпературные образования среди рассмотренных пород, сформированные при миграции расплава от источника и его внедрении в ослабленные зоны вмещающих пород. Пегматиты с миароловыми полостями, напротив, сформированы в результате частичного плавления, вероятнее всего, в ходе эволюции условий кристаллизации от высокотемпературных магматических к более низкотемпературным флюидообогащенным, о чем косвенно говорят более высокие содержания Rb и Sr при низких содержаниях Y, Hf, REE во фторапатите.

Различия в распределении REE и соотношениях Y/Ho и Eu/Eu* в исследованных фторапатитах указывают на возрастающую роль флюидных процессов и метасоматических преобразований на поздних стадиях кристаллизации пегматитов с миароловыми полостями и гранитов Прогресс, а также на вероятную локальную флюидную переработку гранитов D_2-D_3.

5.6 Выводы по главе 5

Минералы различных типов пегматитов и гранитов холмов Ларсеманн обладают рядом типохимических характеристик, отражающих как природу изначального расплава, так и процессы его фракционирования и эволюции при формировании пегматитовых жил.

Содержания основных и редких элементов в рассмотренных минералах соотносятся с их типичным содержанием в пегматитах анатектического генезиса.

Особенности состава калиевого полевого шпата, биотита и граната свидетельствуют о формировании изученных пород из расплавов, образованных в результате частичного плавления метаосадочных (пегматиты) и метаосадочных и метабазитовых (граниты D_2-D_3) пород. Химический состав рассмотренных минералов из пегматитов холмов Ларсеманн свидетельствует о том, что характеристики их начальных расплавов отвечали преимущественно пералюминиевому составу.

Особым образом меняется состав исследованных минералов в различных зонах пегматитовых тел, что характеризует эволюцию пегматитообразования и отражается в увеличении содержания несовместимых элементов в калиевом полевом шпате и биотите, а также повышении концентрации Ge в кварце от краевых зон пегматитовых тел к центральным.

Геохимические характеристики кварца, биотита и граната, а также оцененные с помощью различных геотермометров температурные условия их формирования свидетельствуют о том, что наиболее высокотемпературными породами среди изученных являются граниты D_2-D_3, сформированные при температурах 760–770 °C. Температуры формирования аплитовых зон керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией (670–730 °C) оказываются несколько ниже. Наиболее низкотемпературными образованиями среди исследованных пегматитов являются слюдоносные пегматиты с мусковитом, образованные при температурах 470-570 °C. Типохимические особенности минералов керамических пегматитов с миароловыми полостями позволяют судить о том, что они были сформированы в ходе эволюции условий кристаллизации от высокотемпературных (720 °C) магматических в краевых зонах к более низкотемпературным (380 °C) флюидообогащенным в миароловых пустотах. Эти данные подтверждаются также и тем, что фторапатит из гранитов D_2-D_3 характеризуется повышенными содержаниями редких элементов (Y, Hf, U) и низкими концентрациями Sr, что свидетельствует о том, что эти породы представляют собой наиболее высокотемпературные образования. Пегматиты с миароловыми полостями, напротив, формировались в ходе эволюции условий кристаллизации от высокотемпературных магматических к более низкотемпературным флюидообогащенным, о чем косвенно говорят более высокие содержания Rb и Sr при низких содержаниях Y, Hf и REE во фторапатите. Различия в распределении REE и соотношениях Y/Ho и Eu/Eu* в исследованных фторапатитах также указывают на возрастающую роль флюидных процессов и метасоматических преобразований на поздних стадиях кристаллизации пегматитов с миароловыми полостями и гранитов Прогресс, а также на вероятную локальную флюидную переработку гранитов D_2-D_3

Сопоставление типохимических особенностей породообразующих и акцессорных минералов (кварца, полевого шпата, биотита, граната и апатита) демонстрирует их согласованность и отсутствие противоречий в интерпретации генезиса пегматитов холмов Ларсеманн.

ГЛАВА 6 ГЕОХРОНОЛОГИЯ КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ С МИАРОЛОВЫМИ ПОЛОСТЯМИ НА ТЕРРИТОРИИ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНН

В данной главе рассмотрена геохронология апатита из керамических пегматитов с миароловыми полостями.

6.1 U-Pb датирование апатита

Для геохронологических исследований были также рассмотрены циркон и фторапатит из гранитов и пегматитов других типов. Однако вследствие низких концентраций урана, высокой доли первичного свинца и значительных аналитических неопределённостей полученные результаты не позволили получить надёжные возрастные оценки. В связи с этим дальнейшие геохронологические исследования были сосредоточены на фторапатите из керамических пегматитов с миароловыми полостями, характеризующемся хорошей сохранностью U–Pb изотопной системы. Определение U-Pb возраста и изотопного состава фторапатита из керамического пегматита с миароловыми полостями выполнялось с применением двух взаимодополняющих методов: ID-TIMS и LA-ICP-MS.

6.1.1 Метод ID-TIMS

Для исследования возраста методом ID-TIMS был использован один крупный кристалл фторапатита, фрагмент от которого был отколот, раздроблен и расситован. Для изотопного анализа были использованы фрагменты размером 0.25-0.5 мм, из которых отобраны осколки без включений и сростков с темноцветными минералами. Было проведено 7 анализов навесок от 2.3 до 8.6 мг, которые были разложены в 1N HCl при комнатной температуре. Для изучения возраста методом LA-ICP-MS было отобрано 12 кристаллов и фрагментов кристаллов фторапатита из миароловой полости.

Изотопные U-Pb анализы фторапатита методом ID-TIMS показали, что содержание Pb в нём колеблется в пределах от 11.5 до 15.6 ppm, U – от 76 до 104 ppm. Отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ составляют 76-118 (таблица 11), что указывает на присутствие значительной компоненты общего Pb.

Поправка на первичный Pb, основанная на модели эволюции изотопов свинца, предложенная Стейси и Крамерсом [182] и часто применяемая в U-Pb геохронологии акцессорных минералов, не подходит для исследуемых образцов. Относительно низкие значения $^{206}Pb/^{204}Pb$ отношений (<100 в большей части образцов) свидетельствуют о высокой доле первичного Pb в общем балансе Pb изученного апатита. При введении поправки Стейси и Крамерса полученные значения группируются в компактный кластер, расположенный ниже конкордии, что не позволяет определить значения возраста (рисунок 80).

Таблица 11 – Результаты исследования U-Pb системы в апатите из керамических пегматитов с миароловыми полостями холмов Ларсеманн (метод ID-TIMS) (по данным автора)

№	Мас. (мг)	Pb ppm	U ppm	Изотопные отношения					Rho[d]	Th/U[e]	Возраст, млн лет		
				$^{206}Pb/^{204}Pb$[a]	$^{207}Pb/^{206}Pb$[б]	$^{208}Pb/^{206}Pb$[б]	$^{207}Pb/^{235}U$[c]	$^{206}Pb/^{238}U$[c]			$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	8.60	15.6	92.7	76.02±1	0.0576±7	0.04733±3	0.6668±236	0.0840±24	0.99	0.189	520±15	519±18	515±4
2	6.73	14.0	91.8	89.43±1	0.0578±4	0.06103±4	0.6732±194	0.0845±20	0.99	0.180	523±12	523±15	521±4
3	6.90	11.5	76.2	90.39±1	0.0576±4	0.05984±4	0.6698±190	0.0844±20	0.99	0.177	522±12	521±15	514±4
4	2.30	13.9	98.5	99.84±1	0.0577±4	0.05596±7	0.6632±167	0.0834±17	0.99	0.165	517±11	517±13	517±3
5	3.50	12.8	81.6	83.05±1	0.0579±4	0.06299±6	0.6654±209	0.0834±21	0.99	0.186	516±13	518±16	526±4
6	3.32	13.7	104.4	118.08±1	0.0579±3	0.05299±6	0.6707±138	0.0840±14	0.99	0.156	520±9	521±11	527±3
7	3.55	14.5	102.7	100.66±1	0.0577±3	0.05605±5	0.6665±166	0.0838±17	0.99	0.165	519±11	519±13	519±3

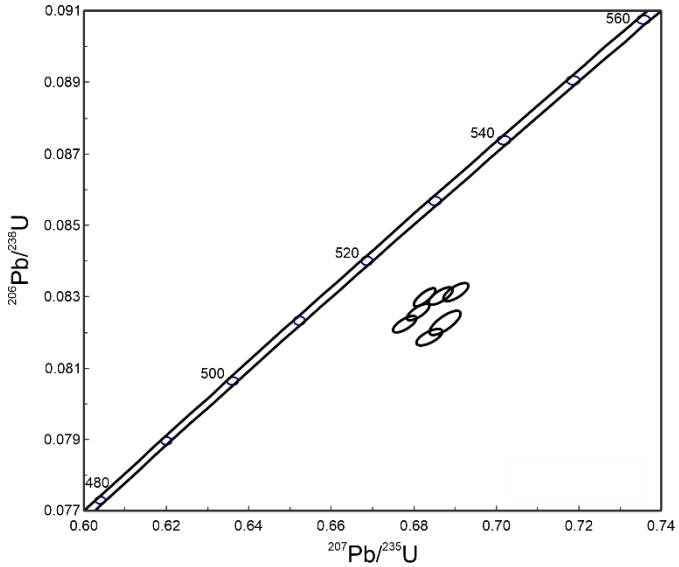

Рисунок 80 – Диаграмма с конкордией для фторапатита. Отношения U–Pb скорректированы с учётом первичного изотопного состава свинца по модели Стейси–Крамерса [182] (составлено автором)

Для поправки на первичный свинец при расчёте возраста фторапатита была использована трёхмерная линейная изохрона для отношения общий Pb/U [138], не требующая предварительного определения изотопного состава первичного свинца.

При использовании отношений первичного Pb, полученных по трёхмерной изохроне, при построении диаграммы с конкордией Везерилла возможно рассчитать конкордантный возраст 519.4 ± 4.1 млн лет (СКВО = 0.17; рисунок 81, А).

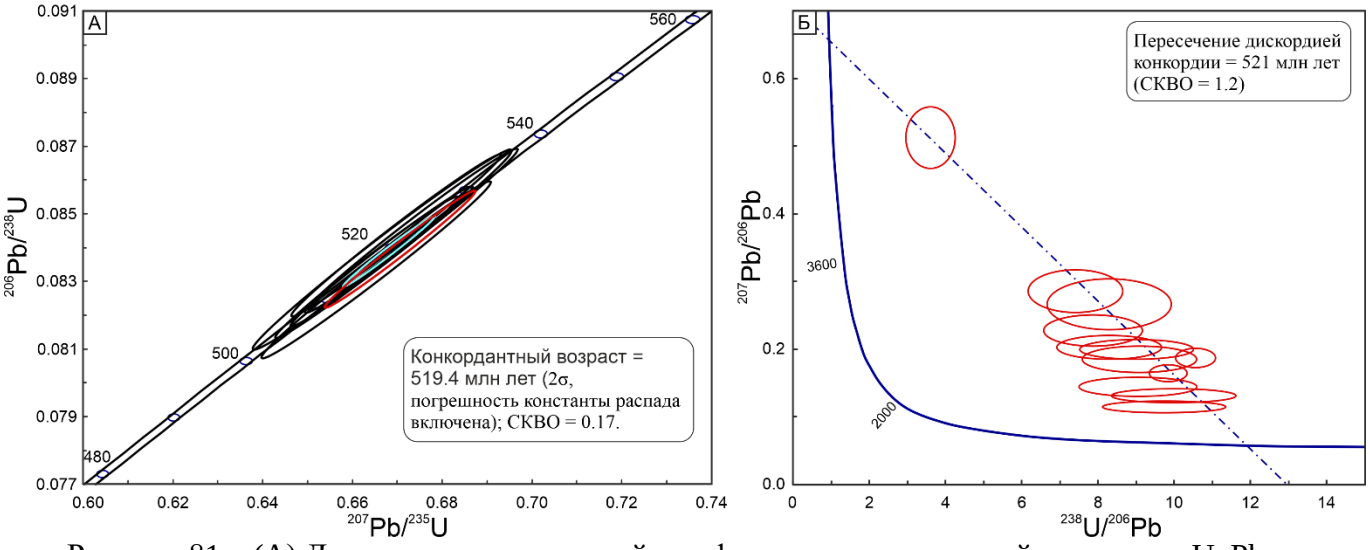

Рисунок 81 – (А) Диаграмма с конкордией для фторапатита, в которой коррекция U–Pb отношений выполнена с использованием первичного изотопного состава Pb, полученного по изохроне для отношения общий Pb/U; (В) диаграмма с конкордией Тера–Вассербурга для результатов U–Pb датирования апатита методом LA-ICP-MS (составлено автором)

6.1.2 Метод LA-ICP-MS

Возраст апатита, определённый методом LA-ICP-MS (приложение Б, таблица Б.11), рассчитывался с использованием конкордии Тера–Вассербурга, позволяющей проводить коррекцию на первичный Pb без предварительного задания его изотопного состава (рисунок 81, Б). Полученное значение возраста (521 ± 31 млн лет) согласуется в пределах аналитической погрешности с результатами ID-TIMS датирования, несмотря на существенно более высокие ошибки измерений при использовании метода LA-ICP-MS. Пониженная точность полученных значений обусловлена низкими концентрациями U и Pb в малых по размеру зернах апатита, а также аналитическими ограничениями метода локального анализа. Тем не менее, результаты LA-ICP-MS независимо подтверждают возраст, установленный методом ID-TIMS, и свидетельствуют о том, что кристаллизация керамических пегматитов с миароловыми полостями происходила на завершающих стадиях Пан-Африканского орогенного цикла.

Дополнительные сведения о поздних стадиях эволюции пегматита дает изотопное изучение включений монацита во фторапатите. В статье М. Зиеманна и соавторов [209] отмечается, что возраст мелких включений монацита из фторапатитов холмов Рейнболт не был определён, поэтому их происхождение остаётся не до конца ясным, но приводится предположение о том, что монацит может являться продуктом разложения фторапатита. Проведенные нами исследования позволяют прояснить этот вопрос. В таблице Б.11 (точка 6) и на рисунке 82 (зелёный эллипс) приведены результаты определения возраста, полученные при полном разложении навески апатита с включениями монацита в концентрированной HCl при температуре 220 °C, в отличие от остальных навесок, разложение которых осуществлялось в 1N HCl при комнатной температуре. Совпадение значений возраста подтверждает образование фторапатита и монацита в одно время. Включения монацита во фторапатите характеризуются повышенными содержаниями урана и низкими содержаниями тория, что подтверждается данными таблицы Б.11 (приложение Б, точка 6): максимальное содержание U (104.4 ppm), отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 118 и минимальное Th/U = 0.156. Таким образом, наши наблюдения подтверждают предположения [209] о том, что бедный Th и богатый U монацит-(Ce) образовался в результате растворения фторапатита, одновременно с его кристаллизацией или вскоре после нее.

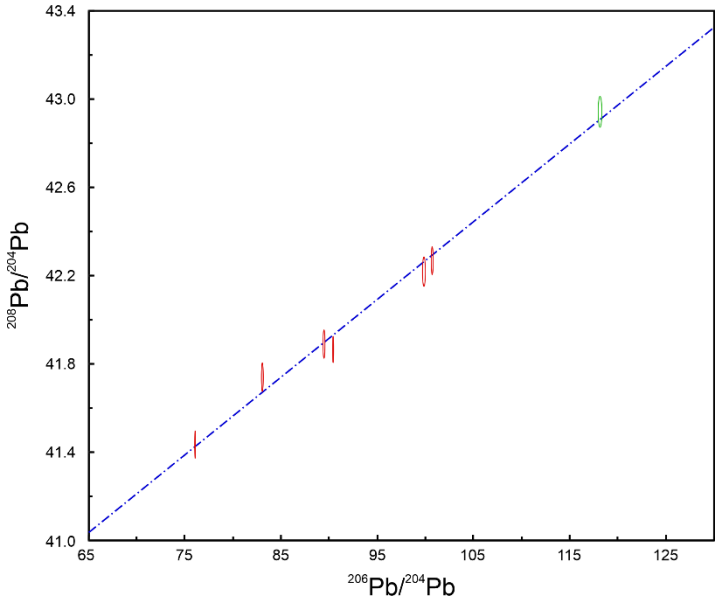

Рисунок 82 – Диаграмма $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ для фторапатита. Зелёным эллипсом показан анализ аликвоты, в которой включения монацита были полностью растворены (образец 6, приложение Б, таблица Б.11) (составлено автором)

Трёхмерная изохрона для отношения общий Pb/U, построенная в координатах $^{238}U/^{206}Pb$–$^{207}Pb/^{206}Pb$–$^{204}Pb/^{206}Pb$, как было указано выше, позволила установить возраст фторапатита, составивший 519 ± 4 млн лет. Помимо определения возраста, подход использования изохроны для отношения общий Pb/U позволяет оценить начальные отношения изотопов свинца $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$, значения которых составили 16.70 ± 1.70 и 15.69 ± 0.12 соответственно. Сопоставимые начальные изотопные отношения свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 16.9 ± 2.5 и $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.67 ± 0.15) были получены по пересечениям с осью Y изохрон $^{238}U/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{235}U/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$. Полученные значения начального изотопного состава свинца отличаются, с учётом аналитической погрешности, от изотопного состава свинца средней континентальной коры возрастом около 520 млн лет, рассчитанного по модели Стэйси и Крамерса [182] ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17.885; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.582). Это подчёркивает важность корректного учёта начальных изотопных отношений свинца при U–Pb датировании минералов, содержащих значительное количество обыкновенного свинца.

Согласно данным U–Pb датирования циркона, «секущие пегматиты», связанные с деформационным событием D_4 в регионе, кристаллизовались в интервале 521 ± 4 – 517 ± 4 млн лет [210]. Полученные значения возраста фторапатита (519 ± 4 и 521 ± 31 млн лет) свидетельствуют о том, что керамические пегматиты с миароловыми полостями формировались в течение деформационного события D_4 одновременно с внедрением других пегматитов D_4. Температуры кристаллизации кварца из миароловых полостей исследуемого пегматита составляют 380-390 °C, что ниже температуры закрытия U–Pb системы апатита (450–500 °C). Это

свидетельствует о том, что полученный возраст отражает непосредственное время кристаллизации пегматитового тела.

Полученные значения возраста в целом согласуются с опубликованными возрастами остывания пород района залива Прюдс (530–500 млн лет) [60, 180, 181], которые интерпретируются как отражение позднеорогенного остывания. Сопоставление полученных возрастов фторапатита с опубликованными геохронологическими данными по минералогически сходным пегматитам, расположенным западнее, в районе холмов Рейнболт, позволяет предположить, что формирование пегматитов на завершающих стадиях Пан-Африканского орогенеза в пределах залива Прюдс происходило в течение относительно короткого промежутка времени вдоль всего побережья. Это согласуется с региональными моделями, предполагающими ретроградный метаморфизм и остывание пород в ходе P–T эволюции с запада на восток.

6.2 Поздняя термальная история района холмов Ларсеманн по данным апатит-трекового анализа

Трековый анализ апатита (AFT) представляет собой эффективный метод низкотемпературной термохронологии, позволяющий определять время охлаждения пород ниже температуры закрытия системы и широко используемый при реконструкции геодинамической и тектонической эволюции регионов [93, 208]. Этот метод реализуется благодаря существованию температурного интервала, при нахождении в котором треки (следы радиационного повреждения кристаллической решётки) укорачиваются (отжигаются). Для апатита интервал частичного отжига соответствует 60-120 °C [93].

Определение трекового возраста фторапатита методом LA-ICP-MS выполнялось для четырёх проб из пегматитов и гранитов Прогресс, расположенных в непосредственной близости друг от друга на территории холмов Ларсеманн, Восточная Антарктида. По результатам определения плотности и длин треков спонтанного деления ^{238}U, а также содержаний урана, измеренных методом LA-ICP-MS, были рассчитаны апатит-трековые возраста и построены t–T модели в программе HeFTy путём обратного моделирования данных о трековом возрасте апатита. Подробное описание аналитической методики приведено в главе 3.

Исследованные образцы фторапатита содержали достаточное количество треков, пригодных для анализа. Для подсчёта поверхностной плотности треков было выбрано 60 зёрен апатита из четырёх образцов фторапатита из пегматитов холмов Ларсеманн.

Во всех зёрнах наблюдается широкое, часто асимметричное и довольно растянутое распределение трековых длин, часто являющееся двугорбым (рисунок 83, г, д, е), что может свидетельствовать о сложной термальной истории, включавшей длительное пребывание в зоне частичного отжига треков.

Результаты LA-ICP-MS анализов фторапатита и полученные значения плотности треков спонтанного деления урана (приложение Б, таблица Б.12) позволили определить трековый возраст отдельных зерен. Полученные значения трекового возраста находятся в диапазоне от 177±19 млн лет до 181±13 млн лет (2σ) при высоких значениях параметра согласованности (СКВО = 0.91-1.30). На основе этих данных были построены температурно-временные модели, согласно которым ранние этапы термальной истории исследованных пород протекали при температурах, превышавших температуру полного отжига треков, что соответствует современным представлениям о геодинамической эволюции исследуемой территории [79].

Полученные температурно-временные (time-Temperature, t-T) модели для четырёх изученных образцов, а также распределения длин треков показаны на рисунке 83. Для ограничения использовались дополнительные геохронологические определения, полученные для фторапатита в данной работе, а также датировки U-Pb методом по монациту и циркону, опубликованные в работах [181, 210]. В связи с этим, приводимые t-T модели начинаются с ограничительной рамки, определяемой возрастом кристаллизации указанных минералов и температурным диапазоном 270-300 °C. Данные температуры соответствуют предполагаемому положению образцов на глубинах порядка 9–10 км при принятом геотермическом градиенте около 30 °C/км и также использовались в качестве начального ограничения моделирования. Все построенные модели заканчиваются на отметке 0 млн лет при современной средней температуре.

Значительное количество длинных треков (14–16 мкм) свидетельствует о длительном пребывании изученных образцов в приповерхностных условиях либо о постепенном характере их эксгумации. Полученные данные позволяют предполагать, что эксгумация пород протекала преимущественно плавно и сопровождалась длительным пребыванием образцов в верхних уровнях земной коры.

Все модели демонстрируют постепенное охлаждение пород до температур 80–100 °C в интервале 540–180 млн лет. Начиная с отметки 180 млн лет на построенных моделях отмечается дальнейшее снижение температур, которое совпадает по времени с ранними стадиями распада Гондваны, а также развитием процессов растяжения литосферы в Восточной Антарктиде [90]. Этот интервал интерпретируется как период тектонической эксгумации холмов Ларсеманн. Около 40-50 млн лет назад на термальных моделях наблюдается резкое и стремительное ускорение охлаждения. Данное обстоятельство может быть связано с кайнозойской эксгумацией пород оазиса. Эти данные соответствуют заключению Чена и соавторов, утверждающих о растяжении земной коры на этой территории около 49.8 ± 12 млн лет назад. В целом полученные модели свидетельствуют о постепенном характере эксгумации, однако в отдельных случаях фиксируется резкое охлаждение на 30-40 °C, что может соответствовать быстрому подъёму пород на 1–2 км с последующей более медленной эксгумацией.

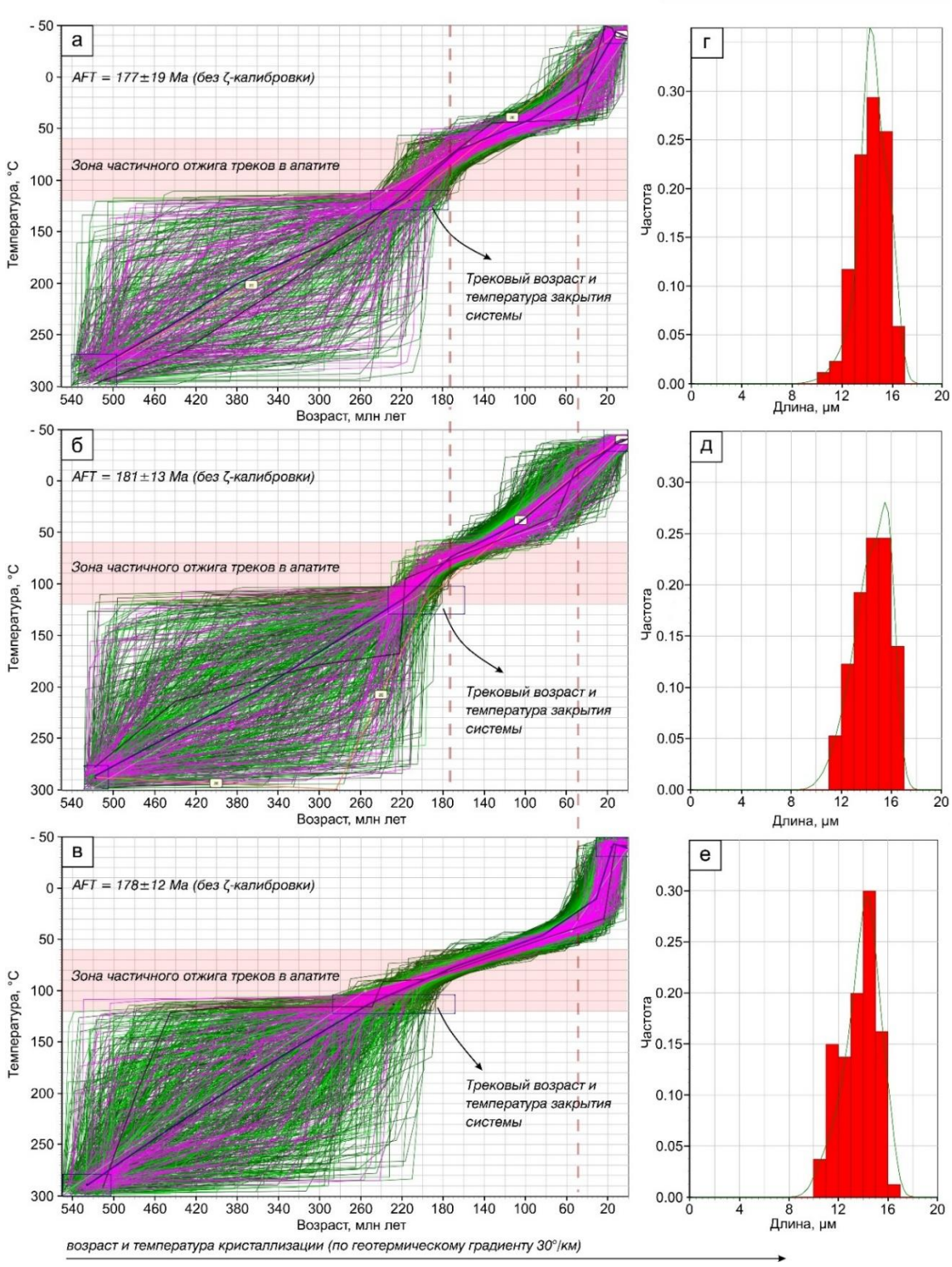

Рисунок 83 – Результаты моделирования термальной истории апатита и распределение длин треков по данным трекового анализа образцов: (а, г) – 3080, (б, д) – 3090, (в, е) – 3117 и 3118. Термальная модель: розовые линии соответствуют моделям с GOF > 0.5, зелёные – допустимым моделям с GOF = 0.05–0.5 (от тёмно-зелёного к светло-зелёному по мере уменьшения GOF) GOF – Goodness of Fit («степень соответствия модели данным»); чёрная линия – положение термальной модели, наилучшим образом соответствующей распределению длин треков (составлено автором)

6.3 Выводы по главе 6

В результате проведённых исследований впервые для керамических пегматитов с миароловыми полостями холмов Ларсеманн были получены значения U–Pb возраста фторапатита методами ID-TIMS и LA-ICP-MS, а также выполнена реконструкция поздней термальной истории пород по данным трекового анализа апатита.

Установлено, что использование модели Стейси–Крамерса для поправки на первичный свинец не позволяет корректно определить возраст исследуемого фторапатита вследствие значительной доли обыкновенного Pb. Применение трёхмерной изохроны для отношения общий Pb/U позволило определить начальные изотопные отношения свинца и получить конкордантный возраст фторапатита 519.4 ± 4.1 млн лет. Полученные значения согласуются с результатами LA-ICP-MS датирования (521 ± 31 млн лет) и свидетельствуют о формировании керамических пегматитов с миароловыми полостями в течение деформационного события D_4 на завершающих стадиях Пан-Африканского орогенного цикла. Установлено также, что включения монацита во фторапатите формировались синхронно с фторапатитом и, вероятно, связаны с процессами метасоматического преобразования.

Результаты трекового анализа апатита свидетельствуют о сложной и продолжительной термальной эволюции исследуемых пород. Полученные термальные модели допускают нахождение образцов в течение длительного времени при температурах, превышающих температуру полного отжига треков, вплоть до раннемезозойского времени. Дальнейшая термальная история характеризуется постепенным снижением температур, начавшимся не позднее ранней юры (около 180 млн лет назад), что, вероятно, связано с тектоническими процессами, сопровождавшими начальные этапы распада Гондваны. Наиболее выраженное ускорение охлаждения фиксируется в кайнозое (40–50 млн лет назад) и может отражать этап тектонической эксгумации пород, связанный с растяжением земной коры в Восточной Антарктиде. В целом, полученные данные свидетельствуют о преимущественно плавном характере эксгумации пород с длительным пребыванием на верхних уровнях земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе на основе комплексного минералого-петрографического и геохимического исследования проведена типизация пегматитов холмов Ларсеманн, изучен их минеральный состав и получены новые данные о процессах формирования и эволюции пегматитового расплава, а также времени их образования.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. На территории холмов Ларсеманн по геологическим, структурно-текстурным, минералого-геохимическим и геохронологическим данным выделяются три типа гранитных пегматитов: керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией, керамические пегматиты с миароловыми полостями и слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом. Керамические пегматиты с миароловыми полостями установлены в Восточной Антарктиде впервые.

2. Закономерные изменения примесного состава калиевого полевого шпата и биотита отражают кристаллизационную дифференциацию расплавов керамических пегматитов. В калиевом полевом шпате обоих типов этих пегматитов от внешних зон тел к внутренним увеличивается содержание Rb и снижается K/Rb. В пегматитах с хризоберилловой минерализацией аналогичная направленность изменений установлена в биотите и сопровождается накоплением Cs.

3. Возрастание роли гидротермальных процессов на поздней стадии формирования керамических пегматитов с миароловыми полостями выражено в снижении содержания Ti и температуры кристаллизации при накоплении Ge в кварце, а также в повышенных значениях Y/Ho во фторапатите.

4. По результатам U–Pb датирования фторапатита впервые установлен возраст керамических пегматитов с миароловыми полостями 519 ± 4 млн лет. Это позволяет связать их образование с деформационным событием D_4 позднего этапа Пан-Африканского орогенного цикла.

Перспективным направлением дальнейших исследований является количественное моделирование процессов фракционной кристаллизации при образовании гранитных пегматитов на основе данных по содержанию редких и редкоземельных элементов в породах и минералах с помощью специализированных программных комплексов.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

P-T – давление-температура;

Qz – кварц;

Fsp – полевой шпат;

Kfs – калиевый полевой шпат;

Pl – плагиоклаз;

Bt – биотит;

Mu – мусковит;

Grt – гранат;

Si – силлиманит;

Ap – апатит;

Tu – турмалин;

Zrn – циркон;

Sph – титанит;

Dum – дюмортьерит;

Cl – хлорит;

Ep – эпидот;

Src – серицит;

REE — редкоземельные элементы;

LREE — лёгкие редкоземельные элементы;

HREE — тяжёлые редкоземельные элементы;

BSE — обратнорассеянные электроны; изображение в режиме композиционного контраста;

ID–TIMS — термоионизационная масс-спектрометрия с изотопным разбавлением;

LA–ICP–MS — масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией;

SIMS — масс-спектрометрия вторичных ионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Бабенко, И.А.** Пегматиты оазиса Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида: новые полевые геологические и геофизические данные / **И.А. Бабенко**, И.В. Таловина, Д.Е. Ушаков, Н.С. Крикун // Записки Горного института. – 2025. – Т. 273. – № 16727. – С. 65-79

2. Бакуменко, И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис / И.Т. Бакуменко. – М.: Недра, 1966. – 185 с.

3. Бакуменко, И.Т. Особенности формирования миароловых пегматитов и их положение среди гранитных пегматитов / И.Т. Бакуменко, С.И. Коноваленко // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск: Наука. – 1988. – С. 123-135.

4. Беус, А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений / А.А. Беус. – М.: Из-во АН СССР, 1960. – 330 с.

5. Беус, А.А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов / А.А. Беус // Доклады АН СССР. – 1954. – Т. 97. – № 1. – С. 187-192.

6. Бескин, С.М., Марин Ю.Б. О классификации гранитных пегматитов и пегматитоносных гранитовых систем / С.М. Бескин, Ю.Б. Марин // Записки РМО. –2017. – № 6. – С. 1-17.

7. Бикбаева, Е.Е. Типоморфные особенности темноцветных минералов из пород Верхнетирехтяхского гранитоидного массива / Е.Е. Бикбаева // Наука и образование. – 2013. – № 1. – С. 61-65.

8. Власов, К.А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов / К.А. Власов // Доклады АН СССР. Сер. Геол. – 1946. – Т. 53. – № 9. – С. 832-838.

9. Воронов, П.С. О структуре Антарктики / П.С. Воронов // Труды НИИГА. – 1960. – Т. 113. – С. 5-24.

10. Гинзбург, А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 45-54.

11. Гинзбург, А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов / А.И. Гинзбург, И.Н. Тимофеев, Л.Г. Фельдман. – М.: Недра, 1979. – 296 с.

12. Гордиенко, В.В. Гранитные пегматиты / В.В. Гордиенко. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. – 272 с.

13. Гордиенко, В.В. Концентрация Li, Rb и Cs в калиевом полевом шпате и мусковите как критерий прогнозной оценки редкометального оруденения гранитных пегматитов / В.В. Гордиенко // Записки ВМО. – 1970. – № 2. – С. 155-164.

14. Горелик, Г.Д. Комплексные геолого-геофизические исследования на станции Молодёжная в сезон 70-й российской антарктической экспедиции / Г.Д. Горелик, Н.С. Крикун, Д.Е. Ушаков, **И.А. Бабенко**, И.В. Таловина // Горный журнал. – 2025. – № 8. – С. 26-32.

15. Грикуров, Г.Э. Тектоническая карта Антарктиды масштаба 1: 10000000. Картфабрика Объединения Аэрогеология Мингео СССР. – 1978.

16. Грикуров, Г.Э. Тектоническое районирование Антарктики и ее минерагения / Г.Э. Грикуров, Г.Л. Лейченков, Е.Н. Каменев, Е.В. Михальский, А.В. Голынский, В.Н. Масолов, А.А. Лайба // Арктика и Антарктика. – 2003. – Т.2. – С. 26-47.

17. Загорский, В.Е. Гранитные пегматиты. Том 2. Редкометалльные пегматиты / В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин, В. А. Макрыгина, Л. Г. Кузнецова. – М.: Наука, 1997. – 285 с.

18. Загорский, В.Е. Гранитные пегматиты. Том 3. Миароловые пегматиты / В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шмакин. – Новосибирск: Наука, 1999. – 488 с.

19. Загорский, В.Е. Минералогия миарол в пегматитах Малаханского месторождения турмалина в Забайкалье: полевые шпаты жилы Соседка / В.Е. Загорский // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 6. – С. 683–697.

20. Иванов, В.Л. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды / В.Л. Иванов, Е.Н. Каменев. – М.: Недра, 1990. – 232 с.

21. Иванов, М.А. Два генетических типа перистеритовых пластинок в иризирующих плагиоклазах / М.А. Иванов, А.П. Симаков // Записки Горного института. – 2011. – Т. 189. – С. 30-33.

22. Иванов, М.А. Иризация плагиоклазов как минералогический признак пегматитов, содержащих крупнокристаллический мусковит (Северо-Байкальская мусковитовая провинция) / М.А. Иванов, А.П. Симаков // Записки Горного института. – 2012. – Т. 19. – С. 174-179.

23. Каменев, Е.Н. Карта метаморфических фаций Антарктиды 1:5000000 / Ред. Е.Н. Каменев, М.Г. Равич // Л.: Изд. НИИГА. – 1979. – 41 с.

24. Каменев, Е.Н. Тектонические провинции Восточной Антарктиды / Е.Н. Каменев, В.С. Семенов // 60 лет в Арктике, Антарктике и в Мировом океане. СПб.: Изд. ВНИИОкеангеология. – 2008. – С. 241-252.

25. Косухин, О.Н. Магматический этап формирования гранитных пегматитов / О.Н. Косухин, И.Т. Бакуменко, В.П. Чупин. – Новосибирск: Наука, 1984. – 136 с.

26. Лайба А.А. и др. Отчет «Геолого-геофизические исследования в Восточной Антарктиде (Земля Мак-Робертсона и Земля Принцессы Елизаветы) в 43 РАЭ и природоохранные мероприятия». СПб., Ломоносов, 1999, 264 с. Архив АО «ПМГРЭ»

27. Лейченков, Г.Л. Бурение льда на Земле Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) для изучения геологии коренного ложа и позднечетвертичного климата / Г.Л. Лейченков, П.Г. Талалай, Н. Жан, И.А. Абдрахманов, М.А. Воробьёв, Д.Гон, Ю. Лиу, Я. Ли, Ю. Сун,

И.И. Лаврентьев, А.А. Ейкайкин, Д.Р. Халимов, Б. Ли, В.Я. Липенков // Лёд и снег. – 2024. № 2. – С. 293-298.

28. Лейченков, Г.Л. Отчет по объекту «Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей в составе 66 РАЭ». Книга 2. // ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Санкт-Петербург. – 2022. – 243 с. – Архив ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Инв. № 7147.

29. Лодочников, В.Н. Главнейшие породообразующие минералы Издание 5-е. / В.Н. Лодочников. – М.: Недра, 1974. – 248 с.

30. Макрыгина, В.А. Гранитные пегматиты. Том 1. Слюдоносные пегматиты / В.А. Макрыгина, В.М. Макагон, В.Е. Загорский, Б.М. Шмакин. – Новосибирск: Наука, 1990. – 233 с.

31. Михальский, Е.В. Реконструкция неопротерозойско-кембрийского орогенеза на Земле Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) по данным изучения гранитоидов / Е.В. Михальский, Н.В. Боровков, Н.А. Гонжуров, М.А. Гоголев, С.А. Светов, Е.Л. Кунаккузин // Геотектоника. – 2018. – № 4. – С. 25-53.

32. Никаноров, А.С. Гранитные пегматиты (проблемы генезиса и эволюция) / А.С. Никаноров. – М.: Недра, 1979. – 169 с.

33. Никитин, В.Д. К теории генезиса пегматитов / В.Д. Никитин // Записки Горного института. – 1955. – Т. 30, № 2. – С. 44-117.

34. Носова, А.А. Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала / А.А. Носова, Л.В. Сазонова, В.В. Наркисова, С.Г. Симакин // Геохимия. – 2002. – № 3. – С. 254-268.

35. Паффенгольц, К.Н. Геологический словарь в двух томах / К.Н. Паффенгольц, Л.И. Боровиков, А.И. Жамойда, И.И. Краснов, Л.И. Красный, В.И. Марченко, Т.И. Осыко, Д.В. Рундквист, Е.Т. Шаталов. – М.: Недра, 1973. – 456 с.

36. Равич, М.Г. Геологическая карта Антарктиды масштаба 1:5000000 / М.Г. Равич, Г.Э. Грикуров // Ленинград. – 1976.

37. Равич, М.Г. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида) / М.Г. Равич, Д.С. Соловьев, Л.В. Федоров // Л.: Гидрометеоиздат. – 1978. – С. 171-229.

38. Родионов, Г.Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования / Г.Г. Родионов // Геология месторождений редких элементов. – 1960. – 64 с.

39. Родионов, Г.Г. Формации слюдоносных и редкометалльных пегматитов. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1977. – 65-109 с.

40. Родыгина, В.Г. Курс геохимии. Учебник для вузов / В.Г. Родыгина. – Томск: издательство НТЛ, 2006. – 288 с.

41. Россовский, Л.Н. Геохимические и структурные особенности полевых шпатов из пегматитов зонального поля / Л.Н. Россовский, С.И. Коноваленко, С.С. Кумеев // Геология и геофизика. – 1981. – Т. 22. – № 3. – С. 70-77.

42. Россовский, Л.Н. Пегматиты с хризобериллом в одном из районов Средней Азии / Л.Н. Россовский, А.Н. Шостацкий // Минералы СССР. Труды минералогического музея им. А.Е. Ферсмана. – 1964. – № 15. – С. 154-161.

43. Россовский, Л.Н. Уникальный пример вертикальной геохимической зональности в пегматитах Гиндукуша (Афганистан) / Л.Н. Россовский, Б.М. Шмакин // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 240. – № 2. – С. 448-451.

44. Руденко, С.А. Полевые шпаты керамических пегматитов Южной Карелии / С.А. Руденко // Записки Горного института. – 1952. – Т. 27. Вып. 2. – С. 159-195.

45. Руденко, С.А. Условия образования и формации гранитных пегматитов / С.А. Руденко // Записки Горного института. – 1983. – Т. 95. – С. 41-49.

46. Соколов, Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты / Ю.М. Соколов. – Л.: Наука, 1970. – 187 с.

47. Сократова, И.Н. Антарктические оазисы: история открытий / И.Н. Сократова // Вопросы истории естествознания и техники. – 2009. – № 4. – С. 58-76.

48. Таловина, И.В. Оливин-шпинелевая геотермометрия – индикатор формационной принадлежности пород и основа для геодинамических реконструкций в условиях Антарктиды / И.В. Таловина, **И.А. Бабенко**, Р.К. Илалова, А.М. Дурягина // Горный журнал. – 2024. – № 9. – С. 77-82.

49. Трёшников, А.Ф. История открытия и исследования Антарктиды / А.Ф. Трёшников. – М.: Государственное издательство географической литературы, 1963. – 418 с.

50. Ферсман, А.Е. Пегматиты. Их научное и практическое значение. Том 1. Гранитные пегматиты / А.Е. Ферсман. – Л.: Издательство академии науки СССР, 1932. – 623 с.

51. Хамдард Н. Типохимизм минералов и вертикальная зональность сподуменовых пегматитов месторождения Пашки, провинция Нуристан (Афганистан): дис. канд. геол.-мин. наук: 1.6.4. - СПб, 2025. - 185 с.

52. Шмакин, Б.М. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов / Б.М. Шмакин, В.А. Макрыгина. – М.: Наука, 1969. – 279 с.

53. Шмакин, Б.М. Гранитные пегматиты. Том 4. Редкоземельные пегматиты. Пегматиты необычного состава / Б.М. Шмакин, В.Е. Загорский, В.М. Макагон. – Новосибирск: Наука, 2007. – 432 с.

54. Шмакин, Б.М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты / Б.М. Шмакин. – Новосибирск: Наука, 1976. – 367 с.

55. Шодибеков, М.А. О находке хризоберилла в гранитном пегматите Придорожный на Юго-Западном Памире / М.А. Шодибеков, Л.А. Паутов, М.А. Мираков, Т.Г. Бахтибеков, Д.А. Артемьев, В.Ю. Карпенко, С. Махмадшариф, П.В. Хворов // Новые данные о минералах. – 2024. – № 58(3). – С. 56-65.

56. Abdel-Rahman, A.F.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alialine and peraluminous magmas / A.F.M. Abdel-Rahman // Journal of Petrology. – 1994. – V. 35(2). – P. 525-541.

57. Albuquerque, C.A.R. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal / C.A.R. Albuquerque // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1973. – V. 37. – P. 1779-1802.

58. Alfonso, P. Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the Cap De Creus Field, Catalonia, Spain / P. Alfonso, J.C. Melgarejo, I. Yusta, F. Velasco // The Canadian Mineralogist – 2003. – V. 41. – P. 103–116.

59. Arora, D. Insights into geological evolution of Princess Elizabeth Land, East Antarctica-clues for continental suturing and breakup since Rodinian time / D. Arora, N. Pant, M. Pandey, A. Chattopadhyay, J. Greenbaum, M. Siegert, S. Bo, D. Blankenship, N.V.C. Rao, A. Bhandari // Gondwana Research. – 2020. – V. 84. – P. 260-283.

60. Arora, D. Neoproterozoic to Early Paleozoic P-T evolution of pelitic granulites from the Larsemann Hills sector, East Antarctica: New insights from phase equilibrium modelling and monazite CHIME dating / D. Arora, P. Naraga, N.C. Pant, M. Sadiq // Goldschmidt Conference Abstracts. – 2022.

61. Ashrafi, N. Some chemical variations in biotite, phlogopite, and muscovite, considering their tectonic setting / N. Ashrafi, R. Dabiri, A. Jahangiri // Geopersia. – 2024. – V. 14(2). – P. 307-325.

62. Ackerson, M.R. Trace elements in quartz shed light on sediment provenance / M.R. Ackerson, N.D. Tailby, E.B. Watson // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2015. – V. 16. – № 6. – P. 1894–1904. – DOI: 10.1002/2015GC005896.

63. **Babenko, I.A.** Fluorapatite from a Pegmatite with Miarolitic Cavities in the Larsemann Hills, East Antarctica: ID-TIMS U-Pb Ages and LA-ICP-MS Trace-Element Constraints on the Late Pan-African Orogenic Evolution / I.A. Babenko, N.G. Rizvanova, S.G. Skublov, Y.A. Bishaev, I.V. Talovina, O.L. Galankina, A.V. Kuznetsov // Geosciences. – 2026. – Vol. 16, Issue 3. – Article 133. – 19 p. DOI 10.3390/geosciences16030133

64. Babenko, I.A. Apatite Geochemistry as a Key to Typification and Petrogenesis of Pegmatites from Larsemann Hills, East Antarctica / I.A. Babenko, Y.A. Bishaev, I.V. Talovina, A.V. Kuznetsov // International Journal of Engineering, Transactions A: Basics. – 2027. – V. 40(4). – P. 1165-1179.

65. Bao, H. Pan-African metamorphism and magmatism in the Prydz Belt, East Antarctica: a geochronological perspective / H. Bao, W-(RZ) Wang, X. Liu, Y. Zhao, T. Gong, X. Liu, Y. Cui, Z. Tian // Advances in Polar Science. – 2024. – V. 35(2). – P. 143-156.

66. Bau, M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect / M. Bau // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1996. – V. 123. – P. 323-333.

67. Bea, F. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study) / F. Bea, M.D. Pereira, A. Stroh // Chemical Geology. – 1994. – V. 117. – P. 291-312.

68. Bea, F. The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium / F. Bea, G. Fershtater, L.G. Corretge // Lithos. – 1992. – V. 29. – P. 43-56.

69. Belousova, E.A. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type / E.A. Belousova, W.L. Griffin, S.Y. O'Reilly, N.I. Fisher // Journal of Geochemical Exploration. – 2002. – V. 76. – P. 45-69.

70. Belousova, E.A. Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland / E.A. Belousova, S. Walters, W.L. Griffin, S.Y. O'Reilly // Australian Journal of Earth Sciences. – 2001. – V. 48. – P. 603-619.

71. Beurlen, H. Petrogenetic significance of LA-ICP-MS trace-element data on quartz from the Borborema Pegmatite Province, northeast Brazil. / H. Beurlen, A. Müller, D. Silva, Da. Silva, M.R.R. // Mineralogy Magazine. – 2011. – V. 75. – P. 2703-2719.

72. Boger, S.D. Antarctica − before and after Gondwana // Gondwana Research. – 2011. - V. 19. – P. 335-371.

73. Bose, S. Petrogenetic re-examination of spinel + quartz assemblage in the Larsemann Hills, East Antarctica // Polar Science. – 2020. – V. 26(4).

74. Bradley, D.C. Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle // Earth-Science Reviews. – 2011. – V. 108. – P. 16-33.

75. Burkhard, D.J. Temperature and redox path of biotite-bearing intrusives: a method of estimation applied to S-and I-type granites from Australia / D.J. Burkhard // Earth Planetary Science Letters. – 1991. – V. 104. – P. 89-98.

76. Carson, C.J. Age of boron- and phosphorus-rich paragneisses and associated orthogneisses, Larsemann Hills: New constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology / C.J. Carson, E.S. Grew, S.D. Boger, C.M. Fanning, A.G. Christy // Extended Abstract of 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences. – 2007. – V. 003. – P. 1-4.

77. Carson, C.J. Compressional and extensional tectonics in low-medium pressure granulites from the Larsemann Hills, East Antarctica / C.J. Carson, P.G.H.M. Dirks, M. Hand, J.P. Sims, C.J.L. Wilson // Geological Magazine. – 1995. – V. 132 (2). – P. 151-170.

78. Carson, C.J. Geology of the Larsemann Hills, Antarctica, 1:25 000 Scale Map / C.J. Carson, E.S. Grew // Canberra. – 2007.

79. Carson, C.J. Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica / C.J. Carson, R. Powell, C.J.L. Wilson, P.H.G.M. Dirks // Journal of Metamorphic Geology. – 1997. – V. 15. – P. 105-126.

80. Carson, C.J. Stable coexistence of grandidierite and kornerupine during medium pressure granulite facies metamorphism / C.J. Carson, M. Hand, P.H.G.M. Dirks // Mineralogical Magazine. – 1995. – V. 59. – P. 327-339.

81. Carson, C.J. Timing of the Progress Granite, Larsemann hills: Additional evidence for early Palaeozoic orogenesis within the east Antarctic Shield and implications for Gondwana assembly / C.J. Carson, C.M. Fanning, C.J.L. Wilson // Australian Journal of Earth Sciences. – 1996. – V. 43:5. – P. 539-553.

82. Černý, P. Evolution of Feldspars in Granitic Pegmatites / P. Černý // I. Parson (ed.) Feldspars and their Reactions. Kluwer Academic Publishers. – 1994. – P. 501-540.

83. Černý, P. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanism / P. Černý, R.E. Meintzer, A.J. Anderson // The Canadian Mineralogist. – 1985. – V. 23. – P. 381-421.

84. Černý, P. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare element granitic pegmatites in the light of current research // Applied Geochemistry. 1992. V. 7. P. 393-416.

85. Černý, P. Granitic pegmatites as reflections of their sources / P. Černý, D. London, M. Novák // Elements. – 2012. – V. 8. – №. 4. – P. 289-294.

86. Černý, P. The classification of granitic pegmatites revisited / P. Černý, T.S. Ercit // The Canadian Mineralogist. 2005. V. 43. P. 2005-2026.

87. Chen, X. Cenozoic Exhumation of Larsemann Hills, East Antarctica: Evidence from Apatite Fission-track Thermochronology / X. Chen, R. Jiang, J. Wan, G. Xu, M. Jiang, D. Chen // Acta Geologica Sinica. – 2010. – V. 84. – P. 306-320.

88. Christensen, L. My last expedition to the Antarctic 1936-1937. – Oslo: Johan Grundt Tanum. – 1938.

89. Chu, M. Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids / M. Chu, L. Wang, W. Griffin, S. Chung, S. O'Reilly, N. Pearson, Y. Iizuka // Journal of Petrology. – 2009. – V. 50(10). – P. 1829-1855.

90. Craddock, C. Geologic map of Antarctica // Geologic maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Series. Folio 12. Plate XX. − 1970.

91. Dirks, P.H.G.M. The deformational history of the Larsemann Hills, Prydz Bay: the importance of the Pan-African (500 Ma) in East Antarctica / P.H.G.M. Dirks, C.J. Carson, C.J.L. Wilson // Antarctic Science. – 1993. – V. 5(2). – P. 179-192.

92. Dittrich, T. Archean Rare-Metal Pegmatites in Zimbabwe and Western Australia. Geology and Metallogeny of Pollucite Mineralisations / T. Dittrich, T. Seifert, B. Schulz, S. Hagemann, A. Gerdes, J. Pfänder // Springer briefs in world mineral deposits. – 2019. – 122 p.

93. Donelick, R.A. Apatite fission-track analysis / R.A. Donelick, P.B. O'Sullivan, R.A. Ketcham // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2005. – V. 58. – P. 49-94.

94. Drivenes, K. Crystallization and uplift path of late Variscan granites evidenced by quartz chemistry and fluid inclusions: example from the Land's End granite, SW England. / K. Drivens, R.B. Larsen, A. Müller, B.E. Sørensen // Lithos. – 2016. – V. 252-253. – P. 57-75.

95. Feng, Y. Lithium, Phosphorus, and rare earth elements in magmatic garnets from granitic Pegmatites: Coupled substitution and petrogenetic implications / Y. Feng, J. Cen, T. Liang, M. Wang, X. Tan, Y. Hao, S. Yan // Ore Geology Reviews. – 2023. – V. 153. – № 105284.

96. Fitzsimons, I.C.W. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents // Journal of African Earth Science. – 2000. – V. 31. – P. 3–23.

97. Fogg, G.E. A History of Antarctic Science – Cambridge: Cambridge University Press. – 1992. – 464 p.

98. Foord, E.E. Mineralogy and paragenesis of the Little Three pegmatites, Ramona District, San Diego County, California / E.E. Foord, L.B. Spaulding, R.A. Mason, R.F. Martin // Mineral Record. – 1989. – V. 20. – P. 101-127.

99. Ford, A.B. The Antarctic and Its Geology / A.B. Ford, D.L. Schmidt. – Washington, D.C.: United States Department of the Interior / Geological Survey. – 1978. – 16 p.

100. Garate-Olave, I. Extreme fractionation in a granite–pegmatite system documented by quartz chemistry: The case study of Tres Arroyos (Central Iberian Zone, Spain) / I. Garate-Olave, A. Müller, E. Roda-Robles, P.P. Gil-Crespo, A. Pesquera // Lithos. – 2017. – V. 286-287. – P. 162-174.

101. Gaweda, A. LA-ICP-MS U-Pb dating and REE patterns of apatite from the Tatra Mountains, Poland as a monitor of the regional tectonomagmatic activity / A. Gaweda, K. Szopa, D. Chew // Geochronometria. – 2014. – V. 41. – P. 306-314.

102. Gharib, M.E. Origin and Evolution History of Magmatic Garnet-Bearing Pegmatites and Associated Granitoids, Abu Had Area, South Eastern Desert, Egypt: Inference From Petrology and Geochemistry / M.E. Gharib // Journal of American Science. – 2012. – V. 8(10). – P. 536-554.

103. Ghosh, J.P. Report on Relationship between the paragneiss and orthogneiss in the Larsemann Hills, Antarctica / J.G. Ghosh, S. Kumar Roy, K.V.S.S. Krishna, M. Sadiq, Raghuram, K.K. Ayemi // Geological Survey of India. – 2017. – 146 p. No. M4POS/CHQ/2016/15342

104. Glorie, S. Apatite U–Pb dating and geochemistry of the Kyrgyz South Tian Shan (Central Asia): Establishing an apatite fingerprint for provenance studies / S. Glorie, S. March, A. Nixon, F. Meeuws, G.J. O'Sullivan, D.M. Chew, C.L. Kirkland, D. Konopelko, J. De Grave // Geoscience Frontiers. – 2020. – V. 11. – P. 2003-2015.

105. Götze, J. Trace element incorporation into quartz: a combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography / J. Götze, M. Plötze, T. Graupner, D.K. Hallbauer, C.J. Bray // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2004. – V. 68. – P. 3741-3759.

106. Grew, E.S. A boron-enriched province in granulite-facies rocks, Larsemann Hills, Prydz Bay, Antarctica / E.S. Grew, A.G. Christy, C.J. Carson // Goldschmidt Conference Abstracts. – 2006.

107. Grew, E.S. A treasure trove of minerals discovered in the Larsemann Hills / E.S. Grew, C.J. Carson // Australian Antarctic Magazine. – 2007. – Iss. 13. – P. 18-19.

108. Grew, E.S. Boralsilite ($Al1_6B_6Si_2O_{37}$): A new mineral related to sillimanite from pegmatites in granulite-facies rocks / E.S. Grew, J.J. McGee, M.G. Yates, D.R. Peacor, R.C. Rouse, J.P.P. Huijsmans, C.K. Shearer, M. Wiedenbeck, D.E. Thost, S-C. Su // American Mineralogist. – 1998. – V. 83. – P. 638-651.

109. Grew, E.S. Boron and Beryllium minerals in granulite-facies pegmatites and implications of beryllium pegmatites for the origin and evolution of the Archean Napier complex of East Antarctica // Mem. Natl. Inst. Polar Res. – 1998. – Special Issue. – V. 53. – P. 74-92.

110. Grew, E.S. Boron- and phosphate-rich rocks in the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica: tectonic implications / E.S. Grew, C.J. Carson, A.G. Christy, S.D. Boger // Antarctica and Supercontinent Evolution. – London: Geological Society. Special Publications. – 2013. – V. 383. – P. 73-94.

111. Grew, E.S. Chopinite, $[(Mg,Fe)_3■](PO_4)_2$, a new mineral isostructural with sarcopside, from a fluorapatite segregation in granulite-facies paragneiss, Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica / E.S. Grew, T. Armbruster, O. Medenbach, M.G. Yates, C.J. Carson // European Journal of Mineralogy. – 2007. – V. 19. – P. 229-245.

112. Grew, E.S. New constraints from U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic data on the timing of sedimentation and felsic magmatism in the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica / E.S. Grew, C.J. Carson, A.G. Christy, R. Maas, G.M. Yaxley, S.D. Boger, C.M. Fanning // Precambrian Research. – 2012. – V. 206-207. – P. 87-108.

113. Grew, E.S. Stornesite-(Y), $(Y,Ca)\blacksquare_2Na_6(Ca,Na)_8(Mg,Fe)_{43}(PO_4)_{36}$, the first terrestrial Mg-dominant member of the fillowite group, from granulite-facies paragneiss in the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica / E.S. Grew, T. Armbruster, O. Medenbach, M.G. Yates, C.J. Carson // American Mineralogist. – 2006. – V. 91. – P. 1412-1424.

114. Grikurov, G.E. Tectonic map of the Antarctic of scale 1:10 000 000 / G.E. Grikurov, G.L. Leychenkov // Paris: CCGM-CGMW. – 2012.

115. Gupta, S. Locating the Indo-Antarctica suture – Correlating the Rengali, Rauer and Ruker terranes in Gondwana. / S. Gupta, S. Chatterjee, D. Arora, S. Bose, R. Dobe // Polar Science. – 2021. – V. 30.

116. Habler, G. Major and trace element chemistry and Sm–Nd age correlation of magmatic pegmatite garnet overprinted by eclogite-facies metamorphism / G. Habler, M. Thöni, C. Miller // Chemical Geology. – 2007. – V. 241. – P. 4-22.

117. Henry, D.J. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms / D.J. Henry, C.V. Guidotti, J.A. Thomson // American Mineralogist. – 2005. – V. 90. – № 316328.

118. Hernández-Filiberto L., Garnet as Indicator of Pegmatite Evolution: The Case Study of Pegmatites from the Oxford Pegmatite Field (Maine, USA) / L. Hernández-Filiberto, E. Roda-Robles, W.B. Simmons, K.L. Webber // Minerals. – 2021. – V. 11. – № 802.

119. Hsieh, P.S. Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: Constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope compositions / P.S. Hsieh, C.H. Chen, H.J. Yang, C.Y. Lee // Journal of Asian Earth Sciences. – 2008. – V. 33. – P. 428-451.

120. Hulsbosch, N. Alkali metal and rare earth element evolution of rock-forming minerals from the Gatumba area pegmatites (Rwanda): quantitative assessment of crystal-melt fractionation in the regional zonation of pegmatite groups / N. Hulsbosch, J. Hertogen, S. Dewaele, L. André, P. Muchez // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2014. – V. 132. – P. 349-374.

121. Icenhower, J. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt / J. Icenhower, D. London // American Mineralogist. – 1996. – V. 81. – P. 719-734.

122. Jahns, R.H. The study of pegmatites / R.H. Jahns // Economic Geology. – 1955. – 50th Anniv. V. – P. 1025-1130.

123. Javanmard, S.R. Geochemistry of garnet in pegmatites from the Boroujerd Intrusive Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran: implications for the origin of pegmatite melts / S.R. Javanmard, Z. Tahmasbi, X. Ding, A.A. Khalaji, C.J. Hetherington // Mineralogy and petrology. – 2018. – V. 112. – P. 837-856.

124. Jiang, P. Garnet as an indicator of magmatic evolution and rare-metal mineralization in the granite–pegmatite system: Insights from the Mufushan complex (Southeast China) / P. Jiang, P. Li, J. Li, G. Shi, Z. Chen, L. Yuan // The Geological Society of America Bulletin. – 2025.

125. Jiao, S. Geochronology and trace element geochemistry of zircon, monazite and garnet from the garnetite and/or associated other high-grade rocks: Implications for Palaeoproterozoic tectonothermal evolution of the Khondalite Belt, North China Craton / S. Jiao, J. Guo, S.L. Harley, P. Peng // Precambrian Research. – 2013. – V. 237. – P. 78-100.

126. Jochum, K.P. Determination of reference values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines / K.P. Jochum, U. Weis, B. Stoll, D. Kuzmin, Q. Yang, I. Raczek, D.E. Jacob, A. Stracke, K. Birbaum, D.A. Frick, D. Günther, J. Enzweiler // Geostand. Geoanal. Res. – 2011. – V. 35. – 397-429.

127. Jung, C. Trace element constraints on mid-crustal partial melting processes - A garnet ionprobe study from polyphase migmatites (Damara orogen, Namibia) // Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh. – 2009. – V. 472(1).

128. Kawakami, T. Linking P-T path with development of discontinuous phosphorus zoning in garnet during high-temperature metamorphism – an example from Lützow-Holm Complex, East Antarctica / T. Kawakami, T. Hokada // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. – 2010. – V. 105(4). – P. 175-186.

129. Kusebauch, C. Distribution of halogens between fluid and apatite during fluid-mediated replacement processes / C. Kusebauch, T. John, M.J. Whitehouse, S. Klemme, A. Putnis // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2015. – V. 170. – P. 225-246.

130. Landes, K.K. Origin and classification of pegmatites / K.K. Landes // American Mineralogist. – 1933. – V. 18. – № 3. – P. 95-103.

131. Larsen, R.B. The distribution of rare-earth elements in K-feldspar as an indicator of petrogenetic processes in granitic pegmatites: examples from two pegmatite fields in Southern Norway / R.B. Larsen // The Canadian Mineralogist. – 2002. – V. 40. – P. 137-151.

132. Lentz, D. Petrogenesis and Geochemical Composition of Biotites in Rare-Element Granitic Pegmatites in the Southwestern Grenville Province, Canada / D. Lentz // Mineralogy and Petrology. – 1992. – V. 46. – P. 239-256.

133. Li, C. Assessment of Biotite-Based Thermobarometers in Porphyry Systems: A Case Study from the Julong Cu–Polymetallic District of Tibet, China / C. Li, L. Long, Z. Zhang, B. Šegvic, Y. Guan, D. Pan, J. Geng, Y. Wang, H. Zhang, Q. Li // Minerals. – 2025. – V. 15. – № 1029.

134. Li, H. Apatite textural and geochemical insights into the petrogenesis of intrusive rocks / H. Li, J. Han, F. Li, H. Li, Z. Zhao, Y. Liu, J. Chen, Y. Yin, Y. Han // Scientific Reports. – 2024. – V. 117. – P. 745-759.

135. London, D. Ore-forming processes within granitic pegmatites / D. London // Ore Geology Reviews. – 2018. – V. 101. – P. 349-383.

136. London, D. Pegmatites // The Canadian Mineralogist. – 2008. – Special publication, No. 10. – 347 p.

137. Ludwig, K. Isoplot/Ex, Version 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel; Special Publication 5. Berkeley Geochronology Center: Berkeley, CA, USA. – 2012. – 75 p.

138. Ludwig, K. On the treatment of concordant uranium-lead ages / K. Ludwig // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1998. – V. 62. – P. 665-676.

139. Ludwig, K. PbDat for MS-DOS. Version 1.21. U.S. Geological Survey Open-File Report 91-445. U.S. Geological Survey: Denver, CO, USA. – 1991. – 35 p.

140. Luo, P. Geological characteristics of neoproterozoic motianling granitic pluton hosting uranium mineralization in North Guangxi, China: Insights from biotite chemistry / P. Luo, C. Guo, Q. Pi, N. Wang, N. Liu // Frontiers in Earth Science. – 2025. – V. 13. – № 1558551.

141. Lupulescu, M.V. The Benson Mines, St. Lawrence County, New York: History of the Discovery, Mining, and Mineralogy of the Deposit / M.V. Lupulescu, D.G. Bailey, M. Hawkins, J.D. Carl, J.R. Chiarenzelli // Rocks & Minerals. – 2014. – V. 89:2. – P. 118-131.

142. Maas, R. Isotopic Constraints (Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) on the Sources of Early Cambrian Pegmatites with Boron and Beryllium Minerals in the Larsemann Hills, Prydz Bay, Antarctica / R. Maas, E.S. Grew, C.J. Carson // The Canadian Mineralogist. – 2015. – V. 53. – P. 249-272.

143. Mandal, A. Report on Tectono-metamorphic evolution of Fisher Island, Larsemann Hills, East Antarctica in 2013-2014 Field Season / A. Mandal, M.Y. Shah, K.K. Ayemi // Geological Survey of India. – 2015. – 87 p. No. RP/CHQ/M-IV/2013/074

144. Maner, J. Enrichment of manganese to spessartine saturation in granite-pegmatite systems / J. Maner, D. London, J. Icenhower // American Mineralogist. – 2019. – V. 104. – P. 1625-1637.

145. Manhes, G. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Sèverin amphoterite: consequences for early solar system chronology / G. Manhes, J.F. Minster, C.J. Allerge // Earth Planet. Sci. Lett. – 1978. – V. 39. – P. 14-24.

146. Mao, M. Detrital Apatite Trace-Element Compositions: a Robust New Tool for Mineral Exploration / M. Mao. A.S. Rukhlov, S.M. Rowins, J. Spence, L.A. Coogan. – 2016. – P. 1.

147. Michallik, R.M. Chemical evolution and origin of the Luumäki gem beryl pegmatite: constraints from mineral trace element chemistry and fractionation modeling / R.M. Michallik, T. Wagner, T. Fusswinkel, J.S. Heinonen, P. Heikkilä // Lithos. – 2017. – V. 274-275. – P. 147-168.

148. Mikhalsky, E.V. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica / E.V. Mikhalsky, J.W. Sheraton, A.A. Laiba, R.J. Tingey, D.E. Thost, E.N. Kamenev, L.V. Fedorov // AGSO – Geoscience Australia Bulletin. – 2001. – № 47. – 209 p.

149. Miller, C.F. Composition of plutonic muscovite: genetic implications / C.F. Miller, E.F. Stoddard, L.J. Bradfish, W.A. Dollase // Canadian Mineralogist. – 1981. – V. 19. – P. 25-34.

150. Monnier, L. Quartz trace-element composition by LA-ICP-MS as proxy for granite differentiation, hydrothermal episodes, and related mineralization: The Beauvoir Granite (Echassières district), France / L. Monnier, P. Lach, S. Salvi, J. Melleton, L. Bailly, D. Beziat, Y. Monnier, S. Gouy // Lithos. – 2018.

151. Morozova, L. Distribution of Trace Elements in K-Feldspar with Implications for Tracing Ore-Forming Processes in Pegmatites: Examples from the World-Class Kolmozero Lithium Deposit, NW Russia / L. Morozova, D. Zozulya, E. Selivanova, P. Serov, A. Bazai // Minerals. – 2022. – V. 12. – № 1448.

152. Müller, A. Petrogenetic Implications of Magmatic Garnet in Granitic Pegmatites from Southern Norway / A. Müller, A. Kearsley, J. Spratt, R. Seltmann // The Canadian Mineralogist. – 2012. – V. 50. – P. 1095-1115.

153. Müller A., Simmons W.B., Beurlen H. et al. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites – Part I: History and the need for a new classification // The Canadian Mineralogist. 2022. Vol. 60. P. 203–227.

154. Nachit, H. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites / H. Nachit, A. Ibhi, H. Abia, M.B. Ohoud // Geomaterials (Mineralogy). – 2005. – V. 337. – P. 1415-1420.

155. Neiva, A.M.R. Distribution of trace elements in feldspars of granitic aplites and pegmatites from Alijó-Sanfins, northern Portugal / A.M.R. Neiva // Mineralogical Magazine. – 1995. – V. 59. – P. 35-45.

156. Norris, C.A. Towards estimating the complete uncertainty budget of quantified results measured by LA-ICP-MS / C.A. Norris, L. Danyushevsky // Goldschmidt Conference Abstracts 2018. Geochemical Society: Paris, France. – 2018. – P. 1894.

157. O'Sullivan, G. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies / G. O'Sullivan, D. Chew, G. Kenny, I. Henrichs, D. Mulligan // Earth-Science Reviews. – 2020. – V. 201. – P. 1-20.

158. Okrusch, M. Mineralogy / M. Okrusch, H.E. Frimmel // Berlin: Springer. – 2020. – 711 p.

159. Osborne, Z.R. TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry / Z.R. Osborne, J.B. Thomas, W.O. Nachlas, R.J. Angel, C.M. Hoff, E.B. Watson // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2022. – V. 177. – P. 31.

160. Peterková, T. Magmatic-hydrothermal transition of Mo-W-mineralized granite-pegmatite-greisen system recorded by trace elements in quartz: Krupka district, Eastern Krušné hory/Erzgebirge / T. Peterková, D. Dolejš // Chemical Geology. – 2019. – V. 523. – P. 179-202.

161. Pochon, A. U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France) / A. Pochon, M. Poujol, E. Gloaguen, Y. Branquet, F. Cagnard, C. Gumiaux, D. Gapais // American Mineralogist. – 2016. – V. 101. – P. 2430-2442.

162. Rahnama, Z. Mineral chemistry of apatite, amphibole, biotite, and magnetite from the Masjeddaghi porphyry Cu-Au deposit, NW Iran: petrogenetic and metallogenic implications / Z. Rahnama, S. Hassanpour, D. Savard, Z. Shah // Frontiers in Earth Science. – 2025. – V. 13.

163. Ren, L. An occurrence of the assemblage grandidierite, kornerupine, and tourmaline in Antarctica / L. Ren, X. Liu // Antarctic Research. – 1993. – V. 4(2). – P. 21-28.

164. Ren, L. The protoliths to the sillimanite gneisses from the Larsemann Hills and geological implication in their formation / L. Ren, C. Yang, Y. Wang, P. Liu, Y. Zhao // Chinese Journal of Polar Science. – 2009. – V. 20(1). – P. 1-14.

165. Ren, L. Wagnerite-Ma5bc, a New Polytype of $Mg_2(PO_4)(F,OH)$, from Granulite-Facies Paragneiss, Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica / L. Ren, E.S. Grew, M. Xiong, Z. Ma // The Canadian Mineralogist. – 2003. – V. 41. – P. 393-411.

166. Roda-Robles, E. Compositional Variations in Apatite and Petrogenetic Significance: Examples from Peraluminous Granites and Related Pegmatites and Hydrothermal Veins from the Central Iberian Zone (Spain and Portugal) / E. Roda-Robles, P.P. Gil-Crespo, A. Pesquero, A. Lima, I. Garate-Olave, E. Merino- Martínez, J. Cardoso-Fernandes, J. Errandonea-Martin // Minerals. – 2022. – V. 12. – № 1401.

167. Roda-Robles, E. From granite to highly evolved pegmatite: A case study of the Pinilla de Fermoselle granite–pegmatite system (Zamora, Spain) / E. Roda-Robles, A. Pesquera, P. Gil-Crespo, J. Torres-Ruiz // Lithos. – 2012. – V. 153. – P. 192-207.

168. Rubatto, D. Identification of growth mechanisms in metamorphic garnet by high-resolution trace element mapping with LA-ICP-TOFMS / D. Rubatto, M. Burger, P. Lanari, B. Hattendorf, G. Schwarz, C. Neff, P.K. Schmidt, J.Hermann, A. Vho, D. Günther // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2020. – V. 175:61. – P. 1-19.

169. Sadiq. M. Late Neoproterozoic metamorphic evolution of Larsemann Hills, East Antarctica: Insights from pseudosection modelling and monazite–zircon geochronology of Easther Island porphyroblastic gneiss / M. Sadiq, A. Bhandari, D. Arora, K. Joshi, S.K. Roy, Raughuram, A. Dharwadkar, S. Dutta, S. Saini, M.S. Konwar, M.A. Raza // Journal of Earth Syst. Sci. – 2024. – V. 133(238). – P. 1-24.

170. Samadi, R. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach / R. Samadi, N.R. Miller, H. Miernejad, C. Harris, H. Kawabata, N. Shirdashtzadeh // Lithos. – 2014. – V. 208-209. – P. 378-392.

171. Sánchez-Muñoz, L. The P-Fe diagram for K-feldspars: A preliminary approach in the discrimination of pegmatites / L. Sánchez-Muñoz, A. Müller, S. López Andrés, R.F. Martin, P.J. Modreski, O.J.M. de Moura // Lithos. – 2016.

172. Sardi, F.G. Garnet composition from the Reflejos de Mar LCT-pegmatite, Ancasti district, Argentina and its implication for exploration of primary deposits of lithium / F.G. Sardi, M.E.B. Gomes, S. Marangone // Andean Geology. – 2023. – V. 50(1). – P. 150-161.

173. Shah, M.Y. P-T-t-D evolution of Brattnevet Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica / M.Y. Shah, M. Sadiq, K.K. Ayemi, A. Dharwadkar, S.K. Roy // Polar Science. – 2021. – V. 30(2).

174. Shearer, C.K. Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: Implications concerning pegmatite evolution / C.K. Shearer, J.J. Papike, J.C. Laul // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1985. – V. 49. – P. 663-673.

175. Shearer, C.K. Distribution of boron in the Tip Top pegmatite, Black Hill, South Dakota / C.K. Shearer, J.J. Papike // Geology. – 1986. – V. 14. – P. 119-123.

176. Shearer, C.K. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granitic pegmatite system, Black Hills, South Dakota / C.K. Shearer, J.J. Papike, B.L. Jolliff // The Canadian Mineralogist. – 1992. – V. 30. – P. 785-809.

177. Simmons, W. B. S. Pegmatite genesis: state of the art / W.B.S. Simmons, K.L.Webber // European Journal of Mineralogy. – 2008. – V. 20. – P. 421-438.

178. Smeds, S.-A. Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden / S.-A. Smeds // Journal of Geochemical Exploration. – 1992. – V. 42. – P. 351-369.

179. Sokolov, Yu.M. Garnets as Indicators of the Physicochemical Conditions of Pegmatite Formation / Yu.M. Sokolov, V.V. Khlestov // International Geology Review. – 1990. – V. 32:11. – P. 1095-1107.

180. Sorcar, N. Metamorphic evolution of granulites from Grovnes peninsula of Larsemann Hills, East Antarctica: Constraints from phase equilibrium modelling and geochronology / N. Sorcar, J.A. Dev, S. Mukherjee, K.B. Joshi, B.P. Rao // Polar Science. – 2023. – V. 38(5-6).

181. Spreitzer, S.K. Monazite petrochronology of polymetamorphic granulite-facies rocks of the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica / S.K. Spreitzer, J.B. Walters, A. Cruz-Uribe, M.L. Williams, M.G. Yates, M.J. Jercinovic, E.S. Grew, C.J. Carson // Journal of Metamorphic Geology. – 2021. – V. 00. – P. 1-24.

182. Stacey, J.S. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model / J.S. Stacey, J.D. Kramers // Earth Planetary Science Letters. – 1975. – V. 26. – P. 207-221.

183. Stewart, D.B. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites // American Mineralogist. – 1978. – V. 63. – P. 970-980.

184. Stussi, J.M. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous Magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: A Comment / J.M. Stussi, M. Cuney // Journal of Petrology. – 1996. – V. 37:5. – P. 1025-1029.

185. Stüwe, K. Geology and structure of the Larsemann Hills area, Prydz Bay, East Antarctica / K. Stüwe, H-M. Braun, H. Peer // Australian Journal of Earth Sciences. – 1989. – V. 36. – P. 219-241.

186. Sun, S.S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes / S.S. Sun, W.F. McDonough // Geological Society Special Publications. – 1989. – V. 42. – P. 313-345.

187. Sun, Y. Garnet as Indicator of Pegmatite Evolution and Mineralisation: The Case Study of the Koktokay Pegmatites, Altai, NW China / Y. Sun, B. Chen, W-J. Li, S-J Liu // Geological Journal. – 2025. – V. 60. – P. 1852-1865.

188. Sun, Z. Apatite chemistry of Late Triassic granitic rocks from Yidun Terrane: Implications for petrogenesis and mineralization / Z. Sun, G. Dong, J. Tang, J. Guo, Z. Wang // Mineralogy and Petrology. – 2023. – V. 117. – P. 745-759.

189. Tang, P. Biotite Geochemistry and Its Implication for the Difference in Mineralization in the Xiongcun Porphyry Cu–Au Ore District, Tibet / P. Tang, J. Tang, X. Lang, B. Lin, F. Xie, M. Sun, F. Li, J. Qi, H. Cui, M. Wang, Y. Xiang, G. Tao // Minerals. – 2023. – V. 13. – № 876.

190. Tang, Y. K-feldspar composition as an exploration tool for pegmatite-type rare metal deposits in Altay, NW China / Y. Tang, H. Wang, H. Zhang, Z-H. Lv // Journal of Geochemical Exploration. – 2018. – V. 185. – P. 130-138.

191. Tanner, D. Combining in situ isotopic, trace element and textural analyses of quartz from four magmatic-hydrothermal ore deposits / D. Tanner, R.W. Henley, J.A. Mavrogenes, P. Holden // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2013. – V. 166. – P. 1119-1142.

192. Tingey, R.J. The regional geology of Archean and Proterozoic rocks in Antarctica // The Geology of Antarctica. Oxford: Clarendon Press. – 1991. – P. 1-58.

193. Tong, L. Metamorphic P–T paths of metapelitic granulites from the Larsemann Hills, East Antarctica / L. Tong, X. Liu, Y. Wang, X. Liang // Lithos. – 2014. – V. 192-195. – P. 102-115.

194. Tong, L. Poly-phase metamorphism of garnet-bearing mafic granulite from the Larsemann Hills, East Antarctica: P-T path, U-Pb ages and tectonic implications / L. Tong, Z. Liu, Z-X. Li, X. Zhou // Precambrian Research. – 2019. – V. 326. – P. 385-398.

195. Tong, L. Ultramafic to mafic granulites from the Larsemann Hills, East Antarctica: Geochemistry and tectonic implications / L. Tong, B. Jahn, X. Liu, X. Liang, Y. X. D. Ionov // Journal of Asian Earth Sciences. – 2017. – V. 145. – P. 679-690.

196. Trueman, D. Exploration for rare-element granitic pegmatites. In: Granitic Pegmatites in Science and Industry. Short Course Handbook. Vol. 8. / D. Trueman, P. Černý // Mineralogical Association of Canada. 1982. pp. 463–493.

197. Uchida, E. Relationship between solidification depth of granitic rocks and for mation of hydrothermal ore deposits / E. Uchida, S. Endo, M. Makino // Resource Geology – 2007. – V. 57. – P. 47-56.

198. Wadoski, E.R. Compositional evolution of tourmaline-supergroup minerals from granitic pegmatites in the Larsemann Hills, East Antarctica / E.R. Wadoski, E.S. Grew, M.G. Yates // The Canadian Mineralogist. – 2011. – V. 49. – P. 381-405.

199. Wang, W-(RZ). High-Ultrahigh Temperature Metamorphism in the Larsemann Hills: Insights into the Tectono-Thermal Evolution of the Prydz Bay Region, East Antarctica / W-(RZ). Wang, Y. Zhao, C. Wei, N.R. Daczko, X. Liu, W. Xiao, Z. Zhang // Journal of Petrology. – 2022. – V. 63(2). – P. 1-30.

200. Wang, Y. SHRIMP Zircon Age Constraints from the Larsemann Hills Region, Prydz Bay, for a Late Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic Tectono-Thermal Event in East Antarctica / Y. Wang, D. Liu, S-L. Chung, L. Tong, L. Ren // American Journal of Science. – 2008. – V. 308. – P. 573-617.

201. Were, P. Trace element fractionation between biotite, allanite, and granitic melt / P. Were // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2021 – V. 176:74. – P. 1-14.

202. Whitworth, M.P. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland / M.P. Whitworth // Mineralogical Magazine. – 1992. – V. 56. – P. 75-83.

203. Wu, C-M. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites / C-M. Wu, H. Chen // Science Bulletin. – 2014. – V. 60(1).

204. Yu, M. The composition of garnet in granite and pegmatite from the Gangdese orogen in southeastern Tibet: Constraints on pegmatite petrogenesis / M. Yu, Q-X. Xia, Y-F. Zheng, Z-F. Zhao, Y-X. Chen, R-X. Chen, X. Luo, W-C. Li, H. Xu // American Mineralogist. – 2021. – V. 106. – P. 265-281.

205. Zhang, W. Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, west-central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems / W. Zhang, D.R. Lentz, K.G. Thorne, C. McFarlane // Ore Geology Reviews. – 2016. – V. 77. – P. 82-96.

206. Zhao, Y. Constraints on the stratigraphic age of metasedimentary rocks from the Larsemann Hills, East Antarctica: possible implications for Neoproterozoic tectonics / Y. Zhao, X. Liu, B. Song, Z. Zhang, J. Li, Y. Yao, Y. Wang // Precambrian Research. – 1995. – V. 75. – P. 175-188.

207. Zhou, Z.X. The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province / Z.X. Zhou // Acta Petrologica Sinica. – 1986. – V. 2. – P. 59-70.

208. Zhu, W. Late Mesozoic Thermotectonic Evolution of the Jueluotage Range, Eastern Xinjiang, Northwest China: Evidence from Apatite Fission Track Data / W. Zhu, J. Wan, L. Shu, Z. Zhang, J. Su, Y. Sun, J. Guo // Acta Geologica Sinica (English Edition). – 2008. – V. 82(2). – P. 348-357.

209. Ziemann, M.A. Origin of fluorapatite-monazite assemblages in a metamorphosed, sillimanite-bearing pegmatoid, Reinbolt Hills, East Antarctica / M.A. Ziemann, H.-J. Förster, D.E. Harlov, D. Frei // European Journal of Mineralogy. – 2005. – V. 17. – P. 567-580.

210. Zong, S. Geochemical Characteristics, Zircon U-Pb Ages and Lu-Hf Isotopes of Pan-African Pegmatites from the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica and Their Tectonic Implications / S. Zong, Y. Cui, L. Ren, H. Zhang, S. Chen, W. Wang, S. Li // Minerals. 2024. – V. 14. – №. 55.

211. Zong, S. Grenville-age metamorphism in the Larsemann Hills: P-T evolution of the felsic orthogneiss in the Broknes Peninsula, East Antarctica / S. Zong, L. Ren, M. Wu // – 2021. – V. 63. – № 7. – P. 866–881.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Координаты отбора образцов

Таблица А.1 – Перечень образцов, использованных в работе, с координатами точек отбора (по данным автора)

№ обр.	Тип породы	Координаты отбора	Полевое описание и краткая характеристика образца	Вид исследования
3117/5	Гранит D_2-D_3	69.3950° ю.ш., 76.3507° в.д.	Пегматоид	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS, LA-ICP-MS
3012/3		69.3713° ю.ш., 76.3598° в.д.	Пегматоид лейкократовый	Определение минерального состава
3022/2		69.3825° ю.ш., 76.3913° в.д.	Пегматоид из синих гнейсов	Гамма-спектрометрические наблюдения
3034/2		69.3932° ю.ш., 76.3975° в.д.	Пегматоид метаморфогенный (?)	Гамма-спектрометрические наблюдения, изучение типоморфных минералов
61/3		69.4452° ю.ш., 76.1118° в.д.	Пегматит тип 1	Выделение и изучение типоморфных боросиликатных минералов (дюмортьерит, грандидьерит)
3108-1/1	Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией	69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Пегматит с включениями зеленых кристаллов берилла (?)	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, гониометрические исследования, SEM-EDS, SIMS
3108-1/2		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Пегматит с контактом с вмещающей породой	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS
3108-1/3		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Шлиховая проба из жилы	Отбор минералов для геохронологических исследований
3108-1/5		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Темноцветный минерал со стеклянным блеском, часто в срастании с кварцем	SEM-EDS
3108-1/6		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Кристаллы кварца в пегматите	SIMS
3108-1/11		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Кристаллы полевого шпата	SIMS
3108-1/12		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Кристаллы биотита в пегматите	SIMS
3108-1/14		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Мелко-среднекристаллическая зона на восточном зальбанде	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS
3108-1/15		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Графическая зона с восточной стороны жилы	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS
3108-1/16		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Блоковая зона пегматита	Гамма-спектрометрические наблюдения, определение минерального состава, SEM-EDS, SIMS

Продолжение таблицы А.1

№ обр.	Тип породы	Координаты отбора	Полевое описание и краткая характеристика образца	Вид исследования
3108-1/17	Керамические пегматиты с хризобериллово минерализацией	69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Графическая зона с западной стороны жилы	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS
3108-1/18		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Мелко-среднекристаллическая зона на западном зальбанде	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS
3108-1/G		69.4116° ю.ш., 76.3752° в.д.	Кристаллы граната из пегматита	SEM-EDS, SIMS
П1-2		69.4226° ю.ш., 76.0770° в.д.	Пегматит с силлиманитом и апатитом из раздува жилы	Гамма-спектрометрические наблюдение, опр. мин. состава
3080/10	Керамические пегматты с миароловыми полостями	69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Кристаллы биотита из пегматита	SEM-EDS, SIMS
3080/11		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Кристаллы иризирующего плагиоклаза из миароловой полости	SEM-EDS
3080/12		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Кристалл апатита из миароловой полости	SEM-EDS, LA-ICP-MS, ID-TIMS
3080/13		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Шлиховая проба из миароловой полости	Отбор минералов для геохронологических исследований
3080/15		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Кристаллы кварца из миароловой полости	Оптико-микроскопические исследования, SIMS
3080/16		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Радиоактивный черный минерал из миароловой полости	Гамма-спектрометрические наблюдения, SEM-EDS
3080/17		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Кристаллы полевого шпата из миароловой полости	SEM-EDS, SIMS
3080/18		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Графическая зона из верхней части тела	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS, LA-ICP-MS
3080/20		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Краевая зона пегматита	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS, LA-ICP-MS
3080/23		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Блоковая зона пегматита	Гамма-спектрометрические наблюдения, исследование минерального состава, SEM-EDS, SIMS, LA-ICP-MS
3080/G		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Монофракция граната из пегматита	Гамма-спектрометрические наблюдения, SEM-EDS, SIMS
3080/Fs		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Монофракция полевого шпата из блоковой зоны	SEM-EDS, SIMS
3080/Fs-a		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Монофракция полевого шпата из миароловой полости	SEM-EDS, SIMS
П3-1		69.4079° ю.ш., 76.0920° в.д.	Блоковая зона пегматита	Гамма-спектрометрические наблюдения, исследование минерального состава

Продолжение таблицы А.1

№ обр.	Тип породы	Координаты отбора	Полевое описание и краткая характеристика образца	Вид исследования
П3-2	Керамические пегматты с миароловыми полостями	69.4079° ю.ш., 76.0920° в.д.	Краевая зона пегматита	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования
П3-3		69.4079° ю.ш., 76.0920° в.д	Графическая зона (?) Пегматита	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования
П3-9		69.4079° ю.ш., 76.0920° в.д.	Кристаллы мориона из миароловой полости	Оптико-микроскопические исследования
П3-10		69.4079° ю.ш., 76.0920° в.д.	Кристаллы граната из миароловой полости	Оптико-микроскопические исследования, SEM-EDS
3081/2	Слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом	69.3738° ю.ш., 76.3161° в.д.	Мусковит в пегматоиде	Оптико-микроскопические исследования, SEM-EDS
3081/5		69.3738° ю.ш., 76.3161° в.д.	Мусковит-кварцевые агрегаты из пегматоида, в т.ч. отдельные кристаллы мусковита	Оптико-микроскопические исследования
3081/6		69.3738° ю.ш., 76.3161° в.д.	Мусковит с включением неизвестного минерала	Оптико-микроскопические исследования, SEM-EDS
3119/2		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Приконтактная зона пегматитовой жилы	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, SIMS
3119/3		69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Блоковая зона пегматита	Гамма-спектрометрические наблюдения, определение мин. состава, SEM-EDS, SIMS
3118/2	-	69.3727° ю.ш., 76.3089° в.д.	Гранит Прогресс	Гамма-спектрометрические наблюдения, петрографические исследования, SEM-EDS, LA-ICP-MS

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Состав породообразующих и акцессорных минералов

Таблица Б.1 – Примесный состав кварца из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн (ppm) и результаты Ti-в-кварце термобарометрии (по данным автора)

	Кварц из гранитов D_2-D_3				Кварц из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией														
№ обр.	3117/5	3117/5	3117/5	3117/5	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/18	3108-1/18	3108-1/18	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/17	3108-1/17	3108-1/17	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16
Зерно	M1QZ1	M1QZ2	M1QZ3	M1QZ4	M1QZ5	M1QZ6	M1QZ7	M2QZ4D	M2QZ5	M2QZ6	M1QZ8	M1QZ9	M1QZ10	M2QZ1D	M2QZ2	M2QZ3D	M1QZ11	M1QZ12	M1QZ13
Разно-вид-ность	Не выделяется				Кварц аплитовой зоны						Кварц пегматоидно-графической зоны						Кварц блоковой зоны		
Al	171	180	191	206	372	238	134	139	122	118	184	195	218	150	157	142	236	252	190
K	115	94.7	170	109	240	173	94.3	56.5	28.6	27.1	128	128	142	36.3	43.8	38.2	187	256	208
Ca	6.62	4.83	11.5	6.13	23.9	22.6	4.22	7.48	2.66	4.14	6.98	4.08	4.80	4.01	6.92	5.24	11.4	55.5	8.37
Rb	0.23	0.11	0.12	0.13	0.36	0.32	0.19	0.38	0.13	0.28	0.08	0.19	0.25	0.09	0.25	0.03	0.41	0.56	0.28
Sr	0.07	0.06	0.09	0.06	0.15	0.13	0.06	0.13	0.12	0.10	0.08	0.06	0.05	0.11	0.11	0.10	0.07	0.15	0.05
Ba	0.16	0.18	0.19	0.11	0.26	0.19	0.11	0.29	0.15	0.25	0.21	0.16	0.20	0.16	0.20	0.18	0.15	0.29	0.22
Ge	7.08	8.38	9.07	9.53	9.06	9.88	7.98	12.5	12.1	11.0	10.8	10.3	10.5	7.92	15.5	13.0	12.3	10.6	12.6
Fe	17.8	27.3	30.3	61.1	43.2	29.5	12.0	23.1	10.5	20.7	20.1	24.2	21.1	9.71	18.2	19.6	25.3	23.8	21.7
Mn	0.66	0.88	0.89	0.91	1.30	0.81	0.59	0.84	0.46	0.79	0.84	0.74	0.92	0.41	0.77	0.85	1.13	0.96	0.52
Ti	167	169	189	161	141	79.7	82.1	100	83.0	88.8	76.5	81.3	82.5	60.9	54.6	47.9	54.9	52.0	49.3
Mg	8.55	7.99	10.2	14.7	7.04	5.61	2.27	4.34	1.93	3.03	3.71	3.37	7.01	2.02	3.70	2.88	4.21	5.22	3.39
Na	27.2	38.4	37.0	21.6	108	77.9	18.5	13.6	14.2	12.1	40.4	44.1	79.2	9.39	21.7	20.8	52.9	45.4	37.4
B	0.18	0.11	0.19	0.15	0.79	0.61	0.39	1.38	1.15	0.68	3.00	2.80	1.47	0.83	3.48	4.28	4.36	4.10	4.16
Li	2.64	2.99	2.23	1.31	2.30	3.24	1.46	0.81	0.75	2.72	1.86	0.98	4.23	0.55	1.81	3.27	1.90	0.69	0.99
Be	0.18	0.16	0.21	0.15	1.70	0.99	0.77	0.64	0.50	0.53	1.44	2.32	2.78	1.66	1.18	1.28	1.51	1.13	1.31
P,	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
aTiO_2	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
T, °C	750	750	770	750	730	670	670	690	670	680	660	670	670	640	630	610	630	620	620

Продолжение таблицы Б.1

	Кварц из керамических пегматитов с миароловыми полостями									Кварц из слюдоносных плагиоклазовых пегматитов с крупнокристаллическим мусковитом					
№ обр.	3080/18	3080/18	3080/18	3080/23	3080/23	3080/23	3080/15	3080/15	3080/15	3119/2	3119/2	3119/2	3119/3	3119/3	3119/3
Зерно	M3QZ7	M3QZ8	M3QZ9	M3QZ10	M3QZ11	M3QZ12	M3QZ14	M3QZ15-1	M3QZ15-2	M3QZ1	M3QZ2	M3QZ3	M3QZ4	M3QZ5	M3QZ6
Разновид-ность	Кварц пегматоидно-графической зоны			Кварц блоковой зоны			Кварц миароловой полости			Кварц краевой зоны			Кварц блоковой зоны		
Al	229	184	401	283	134	149	291	9.78	82.2	44.3	57.2	36.4	62.7	116	37.8
K	23.9	24.8	30.8	57.0	32.5	34.8	25.2	45.8	51.8	170	75.1	50.1	150	54.3	85.5
Ca	4.52	2.61	2.14	13.6	7.10	13.5	9.45	3.86	2.02	3.47	5.77	2.82	3.25	4.84	3.74
Rb	0.04	0.03	0.18	0.08	0.13	0.18	0.03	0.17	0.21	0.25	0.20	0.04	0.15	0.26	0.18
Sr	0.07	0.04	0.02	0.15	0.06	0.11	0.11	0.05	0.03	0.10	0.10	0.06	0.16	0.09	0.05
Ba	0.07	0.10	0.04	0.28	0.09	0.21	0.19	0.08	0.07	0.32	0.28	0.07	0.16	0.16	0.14
Ge	11.0	9.61	10.1	13.6	13.1	15.1	15.5	12.8	16.2	13.0	15.7	11.1	10.6	13.2	13.4
Fe	83.4	26.3	b.d.l.	35.7	25.6	46.9	45.9	12.9	2.70	24.9	23.4	5.83	15.6	52.8	24.4
Mn	1.47	0.57	4.12	0.74	0.59	0.75	0.41	0.11	0.04	0.58	0.56	0.23	0.32	13.9	0.48
Ti	126	183	211	60.8	58.7	56.5	3.59	2.77	3.35	45.1	24.0	18.9	16.3	12.5	19.7
Mg	19.9	3.90	51.0	4.52	3.30	4.62	1.32	0.88	1.93	2.24	2.78	0.56	1.23	1.18	2.35
Na	13.2	17.0	13.8	15.8	37.0	12.1	24.2	57.5	20.4	59.4	70.4	64.1	188	24.8	138
B	0.55	0.62	0.62	0.81	0.66	0.33	0.33	0.73	0.41	1.40	1.47	1.11	1.55	1.50	1.69
Li	3.09	6.56	2.67	2.39	2.76	5.06	0.08	0.00	7.57	0.63	1.87	1.76	1.37	0.10	1.60
Be	0.94	1.23	1.64	0.23	0.24	0.19	0.17	0.01	1.19	0.18	0.17	0.25	0.12	0.14	0.17
P, кбар	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	3.6	3.6	3.6	3.6	3.6	3.6
$aTiO_2$	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
T, °C	660	700	720	590	580	580	390	380	390	570	520	500	490	470	500

b.d.l. – ниже порога обнаружения

Таблица Б.2 – Представительные анализы состава калиевого полевого шпата из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн по главным (мас. %) элементам и кристаллохимические коэффициенты (по данным автора)

	Граниты D_2-D_3			Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией											
№ обр.	3117/5	3117/5	3117/5	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16
Зерно	M4N1	M4N3	M4N4	M4N5	M4N6	M4N7	M4N8	M4N9	M4N10	M4N11	M4N12	M4N13	M4N14	M4N15	M4N16
Разновидность	Не выделяется			Калишпат аплитовой зоны				Калишпат пегматоидно-графической зоны				Калишпат блоковой зоны			
SiO_2	64.5	63.6	64.2	65.0	65.1	65.0	64.3	65.2	63.8	65.0	65.2	65.2	65.6	64.4	65.0
Al_2O_3	19.5	19.5	19.4	19.5	19.0	18.7	19.0	19.2	19.6	19.6	19.0	18.9	18.8	18.8	18.9
Na_2O	1.60	2.47	2.02	2.80	2.73	2.48	0.92	3.65	3.08	3.60	3.63	2.58	2.68	3.29	2.83
K_2O	14.4	13.0	14.2	12.7	13.2	13.8	15.7	12.0	12.3	11.8	12.2	13.3	12.9	12.3	13.1
Total	100	98.5	99.7	100	100	100	99.9	100	98.7	100	100	100	100.0	98.8	99.9
Si	2.96	2.95	2.96	2.97	2.98	2.98	2.97	2.97	2.95	2.96	2.98	2.98	2.99	2.98	2.98
Al	1.06	1.07	1.05	1.05	1.02	1.01	1.04	1.03	1.07	1.05	1.02	1.02	1.01	1.02	1.02
Na	0.14	0.22	0.18	0.25	0.24	0.22	0.08	0.32	0.28	0.32	0.32	0.23	0.24	0.29	0.25
K	0.84	0.77	0.83	0.74	0.77	0.81	0.93	0.70	0.73	0.69	0.71	0.78	0.75	0.73	0.77
Total	5.00	5.01	5.02	5.00	5.02	5.02	5.01	5.02	5.02	5.02	5.03	5.01	4.99	5.02	5.02

Продолжение таблицы Б.2

	Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией						Керамические пегматиты с миароловыми полостями								
№ обр.	3108-1/17	3108-1/17	3108-1/17	3108-1/18	3108-1/18	3108-1/18	3080/18	3080/18	3080/18	3080/18	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs-a
Зерно	M5N1	M5N2	M5N3	M5N5	M5N6	M5N8	M6N13	M6N14	M6N15	M6N16	M7N1	M7N2	M7N3	M7N4	M7N9
Разно-видность	Калишпат пегматоидно-графической зоны			Калишпат аплитовой зоны			Калишпат пегматоидно-графической зоны				Калишпат блоковой зоны				КПШ миарол
SiO_2	65.4	66.1	64.5	64.5	64.7	65.3	64.8	64.7	64.2	64.6	65.2	65.0	64.3	63.9	64.4
Al_2O_3	19.3	19.0	18.8	18.5	19.5	18.9	18.6	18.7	19.4	18.7	18.5	18.3	19.3	18.8	19.4
Na_2O	2.28	1.58	2.05	0.99	3.02	2.74	1.39	1.32	1.30	1.11	1.26	1.36	1.45	0.97	2.41
K_2O	13.9	14.8	14.6	16.0	12.8	13.1	15.3	15.4	15.2	15.6	15.9	15.4	15.0	15.6	13.7
Сумма, %	101	101	100	100	100	100	100	100	100	100.0	101	100	100	99.6	100
Si	2.97	2.99	2.97	2.98	2.96	2.98	2.99	2.98	2.96	2.98	2.99	3.00	2.96	2.97	2.96
Al	1.03	1.01	1.02	1.01	1.05	1.02	1.01	1.02	1.05	1.02	1.00	0.99	1.05	1.03	1.05
Na	0.20	0.14	0.18	0.09	0.27	0.24	0.12	0.12	0.12	0.10	0.11	0.12	0.13	0.09	0.21
K	0.81	0.85	0.86	0.94	0.75	0.76	0.90	0.91	0.89	0.92	0.93	0.91	0.88	0.93	0.80
Total	5.01	5.00	5.04	5.03	5.02	5.01	5.02	5.02	5.02	5.02	5.03	5.02	5.02	5.02	5.03

Таблица Б.3 – Состав калиевого полевого шпата из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн по редким и редкоземельным элементам (ppm) (по данным автора)

	Граниты D_2-D_3			Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией											
№ обр	3117/5	3117/5	3117/5	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16
Зерно	M4N1	M4N3	M4N4	M4N5	M4N6	M4N7	M4N8	M4N9	M4N10	M4N11	M4N12	M4N13	M4N14	M4N15	M4N16
Разновид-ность	Не выделяется			Калишпат аплитовой зоны				Калишпат пегматоидно-графической зоны				Калишпат блоковой зоны			
La	19.3	14.0	10.9	16.5	17.4	8.22	7.29	14.8	10.4	14.9	4.68	2.10	3.16	3.67	3.19
Ce	9.1	16.7	13.9	17.1	15.1	5.63	4.08	16.1	6.41	13.1	4.48	2.47	2.41	2.64	2.52
Pr	1.41	1.10	1.01	0.80	0.81	0.19	0.11	0.73	0.24	0.79	0.32	0.07	0.10	0.12	0.11
Nd	3.14	3.17	2.48	1.39	1.69	0.18	0.15	1.40	0.28	1.54	0.71	0.13	0.30	0.31	0.17
Sm	0.22	0.53	0.23	0.09	0.17	0.03	0.07	0.14	0.04	0.10	0.20	n.d.	0.03	0.04	0.07
Eu	4.94	5.09	4.60	0.60	0.72	0.89	0.38	0.37	0.15	0.23	0.11	0.04	0.13	0.09	0.08
Gd	0.19	0.66	0.36	0.13	0.17	0.15	0.14	n.d.	0.24	0.32	0.27	0.06	0.04	0.08	0.11
Dy	0.35	0.28	0.20	0.06	0.10	0.04	0.07	0.07	0.03	0.08	0.09	0.04	0.02	0.03	0.02
Er	0.09	0.21	0.06	0.07	0.19	0.11	0.07	0.14	0.03	0.12	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
Yb	0.02	0.09	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	n.d.	0.06	0.05	0.01	0.03	0.01	n.d.
Lu	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.	0.01	n.d.
Total REE	48.8	41.8	33.7	36.8	36.4	15.5	12.4	33.7	17.8	31.2	11.0	4.96	6.27	7.04	6.31
La_N/Lu_N	68.3	58.5	56.1	300	227	104	133	180	n.d.	n.d.	36.7	38.1	n.d.	72.6	n.d.

n.d.- не определено

Продолжение таблицы Б.3

	Граниты D_2-D_3			Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией											
№ обр	3117/5	3117/5	3117/5	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16
Зерно	M4N1	M4N3	M4N4	M4N5	M4N6	M4N7	M4N8	M4N9	M4N10	M4N11	M4N12	M4N13	M4N14	M4N15	M4N16
Разновидность	Не выделяется			Калишпат аплитовой зоны				Калишпат пегматоидно-графической зоны				Калишпат блоковой зоны			
Li	0.25	3.67	3.08	3.82	2.87	0.58	0.73	1.08	1.22	1.69	5.54	4.14	1.70	1.41	1.49
Be	0.08	0.07	0.11	1.95	3.05	0.54	1.61	4.10	3.19	5.67	3.85	5.05	5.19	7.11	6.31
P	961	975	958	1600	1253	1362	1265	1392	1298	1291	1134	985	1180	1119	1056
Ca	1757	1410	1545	627	1006	323	205	936	872	1009	724	592	377	779	681
Sc	0.55	0.10	0.47	2.47	1.34	0.65	0.82	0.64	0.13	0.97	1.73	1.11	0.93	0.99	1.08
Ti	176	175	173	154	145	102	75.5	121	96.4	114	79.1	71.5	67.2	77.3	82.0
V	3.66	4.04	3.67	3.42	3.99	2.30	2.99	6.28	4.94	5.46	8.48	5.03	3.83	4.89	5.03
Cr	0.31	0.68	0.52	0.57	0.57	0.42	0.81	0.55	0.45	0.64	1.25	1.20	0.50	0.53	0.71
Mn	85.0	117	97.8	93.0	94.8	94.3	100	88.8	93.8	99.9	117	105	96.7	109	116
Rb	613	716	646	1668	1524	1282	1891	1649	1793	1556	1878	1994	2140	2176	2145
Sr	230	258	249	54.7	55.4	75.2	50.3	39.8	29.9	31.5	15.1	10.7	15.1	16.0	15.4
Y	0.56	0.32	0.23	0.09	0.12	0.07	0.11	0.05	0.01	0.05	0.26	0.13	0.10	0.04	0.05
Zr	0.05	0.08	0.06	2.28	1.09	0.03	3.46	0.18	0.07	0.43	1.95	3.10	2.38	1.01	0.70
Nb	0.06	0.04	0.28	0.02	0.07	0.02	0.35	0.03	0.05	0.25	0.04	0.10	0.31	0.12	0.69
Cs	1.61	1.94	1.77	7.18	9.54	5.66	10.4	18.5	24.8	9.48	10.4	7.28	10.8	10.3	10.2
Hf	0.22	0.46	0.25	0.16	0.27	0.08	0.21	0.13	0.08	0.08	0.11	0.20	0.15	0.06	0.06
Ta	1.13	1.83	1.35	0.38	0.31	0.31	0.35	0.21	0.30	0.30	0.10	0.07	0.25	0.13	0.14
B	0.48	0.19	2.93	1.26	1.63	1.04	1.10	3.46	7.84	0.74	6.91	7.27	5.66	2.18	2.20

Продолжение таблицы Б.3

	Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией						Керамические пегматиты с миароловыми полостями								
№ обр.	3108-1/17	3108-1/17	3108-1/17	3108-1/18	3108-1/18	3108-1/18	3080/18	3080/18	3080/18	3080/18	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs-a
Зерно	M5N1	M5N2	M5N3	M5N5	M5N6	M5N8	M6N13	M6N14	M6N15	M6N16	M7N1	M7N2	M7N3	M7N4	M7N9
Разно-видность	Калишпат пегматоидно-графической зоны			Калишпат аплитовой зоны			Калишпат пегматоидно-графической зоны				Калишпат блоковой зоны				КПШ миарол
La	5.09	3.84	3.05	12.9	13.0	11.7	7.35	7.86	6.41	4.63	3.53	5.04	6.34	4.60	8.58
Ce	3.75	3.14	2.43	9.72	10.4	10.5	5.74	6.60	4.42	3.59	1.89	3.49	4.36	3.71	7.75
Pr	0.17	0.13	0.11	0.62	0.63	0.60	0.22	0.36	0.17	0.15	0.11	0.13	0.21	0.17	0.43
Nd	0.24	0.18	0.34	0.93	1.07	1.15	0.31	0.87	0.33	0.36	0.20	0.26	0.22	0.29	1.00
Sm	0.04	0.06	0.05	0.22	0.11	0.22	0.13	0.14	0.07	0.05	0.10	0.05	0.06	0.05	0.06
Eu	0.18	0.12	0.15	0.44	0.48	0.39	0.83	1.32	1.82	1.25	0.95	1.48	1.33	1.08	0.72
Gd	0.05	0.04	0.12	0.33	0.38	0.48	0.43	0.09	0.32	0.19	0.08	0.19	0.11	0.15	0.16
Dy	0.02	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03	0.12	0.12	0.14	0.14	0.14	0.08	0.10	0.14	0.07
Er	0.05	0.07	0.03	0.02	0.03	0.07	0.05	0.15	0.28	0.16	0.19	0.04	0.07	0.32	0.14
Yb	n.d.	0.01	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.02	0.06	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	n.d.
Lu	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.01
Total REE	9.60	7.65	6.35	25.2	26.2	25.2	15.3	17.5	14.0	10.6	7.23	10.8	12.8	10.6	18.9
La_N/Lu_N	n.d.	67.2	55.8	n.d.	n.d.	120	99.0	107	50.6	35.5	55.6	n.d.	99.5	37.8	151

n.d.- не определено

Продолжение таблицы Б.3

	Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией						Керамические пегматиты с миароловыми полостями								
№ обр.	3108-1/17	3108-1/17	3108-1/17	3108-1/18	3108-1/18	3108-1/18	3080/18	3080/18	3080/18	3080/18	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs	3080/Fs-a
Зерно	M5N1	M5N2	M5N3	M5N5	M5N6	M5N8	M6N13	M6N14	M6N15	M6N16	M7N1	M7N2	M7N3	M7N4	M7N9
Разновидность	Калишпат пегматоидно-графической зоны			Калишпат аплитовой зоны			Калишпат пегматоидно-графической зоны				Калишпат блоковой зоны				КПШ миарол
Li	3.76	3.22	3.60	3.68	1.51	6.14	5.11	n.d.	4.82	1.89	3.42	2.51	4.18	9.92	6.42
Be	5.33	1.77	3.20	1.21	1.18	1.64	0.22	6.03	0.12	0.13	0.50	0.12	0.37	0.21	1.23
P	1132	1140	1179	1402	1439	1425	1302	1123	1215	1269	1327	1628	1844	1782	1893
Ca	671	269	220	529	975	854	341	13639	293	272	2984	783	1140	711	1407
Sc	1.69	1.03	0.76	1.10	0.88	1.21	0.40	1.56	0.46	1.43	2.48	2.03	1.04	0.75	0.77
Ti	77.1	77.6	67.5	122	117	115	196	91.8	84.8	86.1	79.7	87.3	143	125	146
V	5.61	2.05	4.48	2.59	3.76	3.52	4.49	4.70	1.92	3.36	3.29	2.11	2.41	2.32	3.50
Cr	0.52	0.36	0.58	0.44	0.53	0.42	0.50	0.61	0.69	0.72	0.76	0.24	0.54	0.35	0.41
Mn	97.6	107	107	101	95.6	85.8	92.7	104	103	121	102	88.5	114	110	99.1
Rb	2051	2536	2436	1429	1307	1477	700	493	752	765	780	773	932	914	875
Sr	21.5	25.9	18.1	40.5	49.3	45.8	126	117	155	145	124	138	131	111	63.9
Y	0.09	0.10	0.21	0.07	0.06	0.11	0.18	0.13	0.10	0.16	0.32	0.18	0.19	0.09	0.03
Zr	0.06	0.82	2.42	0.13	0.23	0.09	0.06	1.60	0.06	2.79	32.0	2.31	11.7	5.59	0.08
Nb	0.16	0.08	0.14	0.11	0.09	0.09	0.03	0.03	0.05	0.04	0.88	0.12	0.25	0.15	0.16
Cs	8.17	n.d.	34.2	6.62	5.95	6.51	2.63	2.13	3.28	3.02	3.85	2.72	3.67	4.17	2.10
Hf	0.06	0.04	0.08	n.d.	0.10	0.08	0.19	0.11	0.11	0.22	2.37	0.27	0.82	0.91	0.12
Ta	0.17	0.17	0.46	0.33	0.22	0.29	0.50	0.45	0.80	0.81	0.94	0.58	0.69	0.80	0.41
B	1.53	4.64	5.29	1.65	0.67	0.75	1.70	1.52	1.32	1.43	1.07	0.61	1.15	0.51	0.38

n.d.- не определено

Таблица Б.4 – Представительные анализы состава плагиоклаза из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн по главным (мас. %) элементам и кристаллохимические коэффициенты (по данным автора)

	Граниты D_2-D_3	Керамические пегматиты с хризоберилловой минерализацией				Керамические пегматиты с миароловыми полостями				
№ обр.	3117/5	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/18	3108-1/17	3080/Fs-a	3080/Fs-a	3080/Fs-a	3080/Fs-a	3080/Fs-a
Зерно	M4N4	M4N8	M4N7	M5N7	M5N4	M7N8	M7N7	M7N6	M7N6.1	M7N5
Разно-видность	-	Плагиоклаз аплитовой зоны			Pl граф. зоны	Плагиоклаз миароловой полости				
SiO_2	59.72	65.39	63.8	60.89	64.73	66.91	67.85	67.21	66.31	68.75
Al_2O_3	26.41	21.36	22.85	24.04	22.34	21.2	20.65	20.62	20.79	19.57
CaO	6.66	2.99	3.78	6.09	3.03	0.27	0.08	0.17	0.34	n.d.
Na_2O	7.56	10.23	9.46	7.71	9.51	10.22	11	10.67	10.62	11.67
K_2O	0.23	0.04	0.11	0.52	0.39	1.01	0.42	0.75	0.87	n.d.
Сумма	100.58	100.01	100	99.25	100	99.61	100	99.42	98.93	99.99
Si	2.64	2.88	2.82	2.73	2.85	2.94	2.96	2.96	2.94	3.00
Al	1.38	1.11	1.19	1.27	1.16	1.10	1.06	1.07	1.09	1.01
Ca	0.32	0.14	0.18	0.29	0.14	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
Na	0.65	0.87	0.81	0.67	0.81	0.87	0.93	0.91	0.91	0.99
K	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.06	0.02	0.04	0.05	0.00
Сумма	5.00	5.00	5.00	4.99	4.99	4.98	4.98	4.99	5.00	4.99

n.d.- не определено

Продолжение таблицы Б.4

	Слюдоносные плагиоклазовые пегматиты с крупнокристаллическим мусковитом							
№ обр.	3119/2	3119/2	3119/2	3119/2	3119/3	3119/3	3119/3	3119/3
Зерно	M6N8	M6N7	M6N6	M6N5	M6N10	M6N11	M6N12	M6N9
Разнов.	Плагиоклаз краевой зоны				Плагиоклаз блоковой зоны			
SiO_2	68.84	68.86	68.45	68.84	65.65	64.92	65.29	67.79
Al_2O_3	19.56	19.07	19.06	19.29	20.47	22.18	21.88	20.51
CaO	n.d.	0.31	0.23	n.d.	0.98	2.67	2.33	0.66
Na_2O	11.59	11.76	12.25	11.87	10.23	9.67	10.21	11.04
K_2O	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.48	0.56	0.28	n.d.
Сумма	100	100	99.99	100	97.81	100	99.99	100
Si	3.00	3.01	3.00	3.00	2.94	2.86	2.87	2.96
Al	1.01	0.98	0.98	0.99	1.08	1.15	1.13	1.06
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.05	0.13	0.11	0.03
Na	0.98	1.00	1.04	1.00	0.89	0.83	0.87	0.93
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00
Сумма	4.99	5.00	5.03	5.00	4.98	4.99	5.00	4.98

n.d.- не определено

Таблица Б.5 – Представительные анализы состава биотита из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн по главным (мас. %) элементам, кристаллохимические коэффициенты и расчётные температуры (по данным автора)

	Биотит из гранитов D_2-D_3				Биотит из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией									
№ обр.	3117/5	3117/5	3117/5	3117/5	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16
Зерно	M8N1	M8N2	M8N3	M8N4	M8N5	M8N6	M8N7	M8N8	M8N9	M8N10	M9N1	M9N2	M9N3	M9N4
Разновидность	Не выделяется				Биотит краевой зоны			Биотит пегматоидно-графической зоны			Биотит блоковой зоны			
SiO_2	36.6	37.2	35.1	35.4	36.3	34.5	36.1	35.4	35.8	36.3	35.6	34.9	36.7	38.0
TiO_2	5.11	5.19	5.83	5.55	3.06	3.17	3.12	3.07	3.28	3.07	3.14	2.81	2.76	2.59
Al_2O_3	14.7	15.2	14.3	14.8	16.2	16.2	17.0	15.5	16.2	16.2	16.1	16.3	17.0	17.8
FeO	18.0	17.7	19.3	18.0	23.6	22.1	22.5	22.9	23.6	24.2	21.7	22.3	21.4	20.9
MnO	0.10	0.20	n.d.	n.d.	0.39	0.33	0.29	0.16	0.21	0.28	0.30	n.d.	0.33	0.35
MgO	12.3	12.2	10.2	11.2	8.02	7.98	7.53	7.87	7.69	7.28	7.84	7.65	8.57	8.45
Na_2O	n.d.	0.18	0.10	0.24	0.17	0.11	0.09	n.d.	0.22	0.10	0.14	0.15	n.d.	0.34
K_2O	10.2	10.1	10.1	10.4	10.6	10.3	10.4	9.51	10.1	9.77	9.33	9.85	10.0	9.68
Cl	1.01	0.79	0.90	0.71	1.14	0.93	1.01	0.94	0.98	1.01	0.93	0.83	0.97	1.01
Сумма, %	97.9	98.7	95.8	96.3	99.4	95.6	98.0	95.3	98.1	98.2	95.0	94.8	97.8	99.2
Si	2.76	2.79	2.75	2.73	2.76	2.72	2.78	2.81	2.77	2.81	2.83	2.78	2.82	2.87
Ti	0.29	0.29	0.34	0.32	0.17	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.17	0.16	0.15
Al	1.31	1.34	1.32	1.35	1.45	1.50	1.54	1.45	1.45	1.48	1.50	1.53	1.54	1.58
Fe*	1.13	1.11	1.26	1.16	1.50	1.46	1.45	1.52	1.55	1.56	1.44	1.48	1.37	1.32
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02
Mg	1.39	1.36	1.19	1.29	0.91	0.94	0.86	0.93	0.92	0.84	0.93	0.91	0.98	0.95
Na	0.00	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.05
K	0.98	0.97	1.01	1.02	1.02	1.03	1.02	0.96	0.99	0.96	0.95	1.00	0.98	0.93
Сумма	7.87	7.90	7.88	7.91	7.85	7.88	7.87	7.87	7.88	7.87	7.87	7.89	7.87	7.87
XMg	0.55	0.55	0.49	0.52	0.38	0.39	0.37	0.38	0.37	0.35	0.39	0.38	0.42	0.42
P, кбар	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
T_{Henry}, °C	762	764	772	771	666	679	671	674	668	666	679	660	656	643
$T_{Wu-Chen}$, °C	595	605	643	623	593	600	619	601	595	620	612	597	581	583

n.d.- не определено

Таблица Б.6 – Состав биотита из пегматитов холмов Ларсеманн по редким и редкоземельным элементам (ppm) (по данным автора)

	Биотит из гранитов D_2-D_3				Биотит из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией									
№ обр.	3117/5	3117/5	3117/5	3117/5	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16
Зерно	M8N1	M8N2	M8N3	M8N4	M8N5	M8N6	M8N7	M8N8	M8N9	M8N10	M9N1	M9N2	M9N3	M9N4
Разновидность	Не выделяется				Биотит краевой зоны			Биотит пегматоидно-графической зоны			Биотит блоковой зоны			
La	3.06	1.05	1.92	1.50	0.26	0.30	0.38	0.28	0.18	0.53	0.21	0.26	0.38	0.22
Ce	0.29	0.35	0.60	0.18	0.43	0.24	0.36	0.30	0.33	0.75	0.32	0.52	0.57	0.76
Pr	0.04	0.03	0.07	0.02	0.11	0.08	0.10	0.14	0.13	0.18	0.22	0.17	0.23	0.15
Nd	0.14	0.17	0.18	0.12	0.57	0.37	0.34	0.57	0.57	0.95	0.70	0.79	0.80	0.90
Sm	0.40	0.24	0.45	0.36	0.71	0.54	0.55	1.09	1.07	0.94	1.50	1.31	1.18	1.33
Eu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.12	0.09	0.12	0.13
Gd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	n.d.	0.02	0.01	0.12
Dy	0.17	0.10	0.32	0.19	0.04	0.08	0.04	0.05	0.08	0.07	0.04	0.06	0.05	0.07
Er	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.07	n.d.	0.05	0.01	0.02
Yb	0.17	0.10	0.27	0.15	0.13	0.08	0.10	0.10	0.11	0.13	0.11	0.11	0.16	0.10
Lu	0.06	0.03	0.06	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Total REE	4.33	2.06	3.87	2.53	2.28	1.70	1.88	2.54	2.50	3.69	3.23	3.39	3.53	3.82
La_N/Lu_N	5.52	3.96	3.55	4.87	1.42	1.84	5.04	2.59	1.25	3.33	1.86	1.12	2.12	1.40

n.d.- не определено

Продолжение таблицы Б.6

	Биотит из гранитов D_2-D_3				Биотит из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией									
№ обр.	3117/5	3117/5	3117/5	3117/5	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/14	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/15	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16	3108-1/16
Зерно	M8N1	M8N2	M8N3	M8N4	M8N5	M8N6	M8N7	M8N8	M8N9	M8N10	M9N1	M9N2	M9N3	M9N4
Разновидность	Не выделяется				Биотит краевой зоны			Биотит пегматоидно-графической зоны			Биотит блоковой зоны			
Li	65.3	79.9	77.4	83.7	455	594	591	535	529	622	572	623	656	700
Be	0.16	0.12	0.09	0.14	0.83	0.34	0.75	1.55	0.36	1.82	0.13	0.31	0.38	0.36
Na	1215	1153	1241	1467	1510	1418	1425	1799	1034	1554	1420	1385	1353	1440
P	56.9	178	38.5	14.5	56.2	80.6	15.7	53.0	136	136	33.5	62.0	65.5	47.4
Ca	1840	1831	1498	1687	1293	1361	1317	1192	1208	1137	1179	1159	1180	1196
Sc	24.4	19.9	49.6	15.7	39.7	28.1	26.9	61.1	57.3	58.9	120	113	123	115
Ti	33516	35863	43811	40079	22172	21868	22752	25225	23090	23371	23482	21017	20963	20842
V	1383	955	1757	1313	60.2	77.0	69.1	75.9	63.7	59.1	74.9	62.9	68.4	50.6
Cr	632	481	682	563	59.1	76.8	56.5	62.8	64.9	64.9	59.6	59.5	57.6	65.0
Mn	454	377	479	348	2352	2395	1587	2462	1562	1852	2355	1957	2403	1813
Rb	1657	1376	1174	1101	4362	3856	4298	5009	5368	4865	7290	7070	7549	6327
Sr	19.3	5.51	7.05	8.47	1.33	4.15	8.13	1.36	0.99	1.88	0.61	2.63	1.93	1.85
Y	0.20	0.14	0.62	0.12	0.11	0.11	0.14	0.09	0.10	0.22	0.07	0.11	0.21	0.20
Zr	4.14	6.10	2.98	5.33	2.43	1.85	4.11	4.04	2.96	9.58	1.62	2.13	4.65	4.26
Nb	145	98.2	132	97.7	618	290	446	883	745	783	583	766	489	588
Cs	16.5	13.8	13.4	12.0	174	75.9	116	81.4	270	125	1508	1380	1843	1640
Hf	0.71	0.36	0.88	0.67	0.26	0.13	0.55	0.32	0.23	0.55	0.23	0.34	0.35	0.43
Ta	3.29	1.76	2.73	2.24	8.02	4.96	6.50	10.1	9.03	10.0	7.29	10.0	6.04	8.72
B	0.72	0.30	0.36	0.58	0.18	0.29	0.97	0.09	0.17	0.17	0.26	0.66	0.64	0.75

Таблица Б.7 – Представительные анализы состава граната из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн по главным (мас. %) элементам и кристаллохимические коэффициенты (по данным автора)

Порода	Гранат из гранитов D_2-D_3								Гранат из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией					
Образец	3117/5								3108-1/G					
Точки	M10 N3.1	M10N 3.2	M10N 4.1	M10N 4.2	M10N 5.1	M10N 5.2	M10N 6.1	M10N 6.2	M10N 7.1	M10N 7.2	M10N 9.1	M10N 9.2	M10N 10.1	M10N 10.2
SiO_2	37.6	37.3	37.2	37.6	37.7	38.2	38.1	36.8	37.2	37.4	37.7	37.2	37.7	38.6
Al_2O_3	21.2	22	20.5	21.6	21.3	21.7	21.8	21.6	21.1	21.7	21.6	20.8	21.9	21.6
FeO	33	32.1	32.1	32.6	32.5	32.7	31.5	31.7	31.6	32.1	31.6	32.4	32.6	31.5
MnO	0.66	1.12	1.18	0.98	0.75	0.88	0.94	0.94	0.60	0.66	0.95	0.79	0.77	0.72
MgO	6.58	6.52	6.39	6.31	6.33	6.29	6.26	6.48	6.85	7.16	6.96	6.88	6.12	6.64
CaO	1.06	1.01	1.27	0.97	1.33	1.27	1.46	1.18	0.91	0.96	1.18	0.86	0.95	0.92
Сумма.%	100	100	98.6	100	100	101	100	98.7	98.2	100	100	98.9	100	100
Si	2.97	2.94	2.99	2.97	2.98	2.98	2.99	2.94	2.98	2.95	2.97	2.97	2.97	3.02
Al	1.97	2.04	1.94	2.01	1.99	2.00	2.02	2.04	1.99	2.02	2.01	1.96	2.04	2.00
Fe	2.18	2.12	2.16	2.15	2.15	2.14	2.07	2.12	2.12	2.12	2.08	2.17	2.15	2.06
Mn	0.04	0.07	0.08	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05
Mg	0.78	0.77	0.77	0.74	0.75	0.73	0.73	0.77	0.82	0.84	0.82	0.82	0.72	0.77
Ca	0.09	0.09	0.11	0.08	0.11	0.11	0.12	0.10	0.08	0.08	0.10	0.07	0.08	0.08
Сумма	8.04	8.04	8.04	8.03	8.03	8.02	8.00	8.04	8.02	8.05	8.03	8.05	8.01	7.98
Py	25.1	25.2	24.6	24.4	24.4	24.1	24.5	25.3	26.8	27.3	26.7	26.3	24.0	26.1
Alm	70.6	69.6	69.3	70.7	70.3	70.5	69.3	69.3	69.3	68.7	68	69.6	71.6	69.6
Gro	1.43	2.46	2.58	2.15	1.64	1.92	2.09	2.08	1.33	1.43	2.07	1.72	1.72	1.61
Sp	2.91	2.80	3.51	2.70	3.68	3.50	4.11	3.31	2.56	2.63	3.25	2.37	2.68	2.60

Продолжение таблицы Б.7

Порода	Гранат из керамических пегматитов с миароловыми полостями							
Образец	3080/G							
Точки	M10N11.1	M10N11.2	M10N12.1	M10N12.2	M10N13.1	M10N13.2	M10N14.1	M10N14.2
SiO_2	37.3	37.3	37.5	37.2	37.8	37.7	37	37.2
Al_2O_3	20.9	21.3	20.7	21.5	21.3	21.3	21.7	21.6
FeO	32.3	33.3	32.4	33.5	32.2	32.7	33.2	33.7
MnO	1.2	1.07	1.35	1.43	1.12	0.89	1	0.97
MgO	6.08	6.08	5.24	5.29	5.85	6.39	4.97	5.48
CaO	1.17	0.91	1.16	1.08	1.23	1.07	1.12	1.11
Сумма.%	98.9	100	98.3	100	99.4	100	98.9	100
Si	2.96	2.99	3.02	2.96	3.00	2.98	2.97	2.95
Al	1.99	1.97	1.97	2.02	1.99	1.98	2.05	2.03
Fe	2.21	2.16	2.18	2.23	2.14	2.16	2.23	2.24
Mn	0.07	0.08	0.09	0.10	0.08	0.06	0.07	0.07
Mg	0.72	0.73	0.63	0.63	0.69	0.75	0.59	0.65
Ca	0.08	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.09
Сумма	8.04	8.03	7.99	8.03	8.00	8.03	8.01	8.03
Py	23.3	23.7	20.9	20.6	23	24.6	21.3	19.9
Alm	71.8	70.4	72.6	73.2	71	70.5	73.4	74.6
Gro	2.34	2.65	3.07	3.16	2.5	1.95	2.14	2.28
Sp	2.51	3.27	3.33	3.02	3.48	2.96	3.10	3.23

Таблица Б.8 – Примесный состав граната из гранитов и пегматитов холмов Ларсеманн по данным SIMS (ppm) (по данным автора)

	Гранат из гранитов D_2-D_3							
№ обр.	3117/5							
Точка SIMS	M10N3.1	M10N3.2	M10N4.1	M10N4.2	M10N5.1	M10N5.2	M10N6.1	M10N6.2
La	0.09	0.38	0.28	0.12	0.61	1.33	0.17	1.21
Ce	0.30	1.06	0.56	0.30	1.34	3.29	0.55	3.12
Pr	0.08	0.25	0.17	0.09	0.31	0.48	0.20	0.40
Nd	2.48	3.37	2.73	1.98	3.37	3.75	1.87	3.68
Sm	5.12	6.25	8.10	2.49	5.61	2.50	1.24	6.35
Eu	0.12	0.07	0.06	0.06	0.10	0.07	0.08	0.07
Gd	11.6	14.8	21.6	6.35	14.1	7.51	6.49	19.2
Dy	54.0	46.9	47.1	41.5	37.2	47.7	59.6	36.5
Er	88.2	33.3	27.6	67.8	21.8	75.6	94.1	17.7
Yb	150	27.6	26.4	99.9	17.1	89.5	102	16.5
Lu	17.9	3.95	3.90	11.4	2.77	10.1	11.1	2.78
Total REE	329	138	139	232	104	242	278	108
La_N/Lu_N	0.001	0.010	0.007	0.001	0.023	0.014	0.002	0.045
Li	3.04	3.12	4.47	3.00	2.76	3.35	2.67	3.69
Be	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.08
Na	34.2	21.5	46.6	26.0	24.0	26.1	30.6	172
P	69.6	186	219	429	203	142	152	388
Ca	5530	5160	5710	4764	5756	4900	5672	4862
Sc	147	148	176	168	170	165	138	115
Ti	230	297	202	332	208	289	135	309
V	111	110	110	89.9	107	105	117	153
Cr	105	110	140	94.6	119	76.7	81.0	156
Mn	7859	6960	8263	7505	6478	6488	7384	7779
Rb	32.8	30.6	38.3	37.8	32.6	33.8	38.0	37.3
Sr	0.90	0.54	0.37	0.36	0.30	0.53	0.30	0.29
Y	610	349	325	495	271	594	708	219
Zr	35.1	18.6	38.3	24.8	16.1	9.73	7.76	37.5
Nb	0.38	0.28	0.27	0.10	0.14	0.15	0.10	0.23
Cs	0.10	0.06	0.07	0.09	0.08	0.08	0.10	0.06
Hf	23.2	17.3	20.9	17.6	17.1	19.7	26.1	17.2
Ta	13.1	8.36	8.37	11.0	5.87	13.4	17.1	5.13
B	0.08	0.15	0.06	0.10	0.11	0.09	0.13	0.43

Продолжение таблицы Б.8

	Гранат из керамических пегматитов с хризоберилловой минерализацией					
№ обр.	3108-1/G					
Точка SIMS	M10N7.1	M10N7.2	M10N9.1	M10N9.2	M10N10.1	M10N10.2
La	0.68	0.74	0.36	1.59	0.71	0.37
Ce	1.29	1.48	0.78	3.31	2.00	0.88
Pr	0.22	0.26	0.14	0.44	0.29	0.15
Nd	1.58	2.04	1.77	3.23	2.09	1.64
Sm	4.65	5.49	4.77	5.47	5.46	5.45
Eu	0.16	0.26	0.12	0.18	0.23	0.19
Gd	23.9	27.6	23.8	25.0	28.2	27.6
Dy	53.7	60.1	59.1	57.6	60.8	64.3
Er	22.0	24.7	24.2	22.8	21.6	22.3
Yb	17.4	20.5	17.0	16.6	17.2	18.3
Lu	3.59	4.27	3.77	4.10	4.23	4.27
Total REE	129	147	136	140	143	145
La_N/Lu_N	0.020	0.018	0.010	0.040	0.017	0.009
Li	2.93	2.56	3.17	3.85	5.59	3.54
Be	0.03	0.07	0.02	0.04	0.17	0.11
Na	42.2	35.8	31.3	38.2	51.3	56.1
P	218	287	235	241	245	193
Ca	4737	4699	4881	4802	4816	4687
Sc	147	146	151	148	134	126
Ti	198	198	205	214	253	232
V	79.9	82.6	84.5	90.2	88.4	86.3
Cr	166	175	175	195	136	137
Mn	4436	5162	4421	4679	4564	4593
Rb	34.8	38.0	34.6	36.6	36.0	36.0
Sr	0.59	0.26	0.32	0.60	1.41	0.87
Y	303	326	325	332	294	297
Zr	34.1	37.3	47.6	47.5	60.9	59.4
Nb	0.13	0.39	0.16	0.50	0.32	0.41
Cs	0.10	0.07	0.02	0.12	0.11	0.09
Hf	24.1	25.9	26.5	29.3	29.1	30.2
Ta	7.30	8.32	7.69	8.58	8.16	8.73
B	0.24	0.18	0.20	0.25	0.30	0.23

Продолжение таблицы Б.8

	Гранат из керамических пегматитов с миароловыми полостями							
№ обр.	3080/G							
Точка SIMS	M10N11.1	M10N11.2	M10N12.1	M10N12.2	M10N13.1	M10N13.2	M10N14.1	M10N14.2
La	1.20	0.47	0.73	1.35	0.54	0.59	2.04	0.52
Ce	3.28	0.95	2.28	1.96	1.14	1.21	5.54	0.89
Pr	0.26	0.11	0.26	0.30	0.15	0.18	0.47	0.15
Nd	1.22	0.98	2.58	2.38	1.64	1.31	2.72	1.40
Sm	1.02	3.20	2.58	4.81	1.67	2.48	2.66	4.80
Eu	0.12	0.15	0.10	0.23	0.14	0.16	0.12	0.16
Gd	7.70	18.5	9.10	12.5	8.90	9.09	15.7	24.6
Dy	77.4	91.5	82.4	93.2	93.5	85.7	97.2	94.4
Er	196	196	182	209	197	186	213	133
Yb	327	353	333	358	347	321	363	224
Lu	44.4	47.5	39.6	43.4	44.2	43.2	50.4	31.6
Total REE	660	712	655	727	695	651	753	515
La_N/Lu_N	0.003	0.001	0.002	0.003	0.001	0.001	0.004	0.002
Li	7.70	8.74	4.97	5.49	6.29	7.19	6.37	8.47
Be	0.14	0.04	0.03	0.02	0.03	0.05	0.10	0.17
Na	43.7	49.4	27.8	91.0	47.7	44.0	68.0	66.6
P	206	183	117	72.1	430	188	211	195
Ca	5338	4495	5595	5381	5070	5009	5356	4819
Sc	349	370	473	471	439	436	365	472
Ti	103	139	75.6	108	106	121	166	188
V	59.7	64.9	45.4	41.6	72.1	65.7	67.3	51.7
Cr	77.7	73.8	58.3	55.7	72.0	69.2	66.0	55.2
Mn	8203	9287	9994	12909	8711	8732	8452	8398
Rb	39.0	41.3	38.8	41.2	38.3	36.7	39.8	40.4
Sr	1.20	0.89	0.90	0.94	1.00	0.74	0.87	1.27
Y	1004	1145	1063	1177	1187	1120	1185	915
Zr	24.9	30.5	9.88	20.7	14.9	15.3	34.1	34.6
Nb	0.72	0.29	0.16	0.19	0.25	0.16	0.29	1.15
Cs	0.29	0.22	0.26	0.13	0.17	0.17	0.19	0.15
Hf	42.3	47.2	40.9	44.3	42.3	38.6	48.8	46.5
Ta	31.9	29.8	27.2	29.1	29.2	26.7	32.8	27.5
B	0.23	0.15	0.25	0.28	0.11	0.12	0.08	0.07

Таблица Б.9 – Состав фторапатита из керамических пегматитов с миароловыми полостями по данным SEM-EDS (мас. % и формульные коэффициенты) (по данным автора)

№ обр.	3080/12														
Точка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Al_2O_3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.29	b.d.l.
FeO(t)	2.11	2.18	1.53	2.04	1.90	1.61	1.85	2.39	2.35	0.20	2.16	2.31	2.25	b.d.l.	1.97
MnO	0.48	0.45	0.24	0.42	0.28	0.41	0.53	0.43	0.27	0.43	0.28	0.57	0.47	0.32	b.d.l.
MgO	b.d.l.	0.53	0.15	0.28	0.40	0.37	0.26	0.10	0.36	b.d.l.	0.25	0.50	0.08	b.d.l.	b.d.l.
CaO	51.98	51.51	52.41	51.43	52.27	51.52	51.08	51.69	51.44	53.51	52.07	51.36	51.57	54.14	52.51
P_2O_5	41.60	40.66	41.01	41.07	41.28	41.22	41.69	40.78	41.22	41.78	41.25	40.99	41.39	40.88	41.90
F	2.18	3.11	3.33	2.78	2.04	3.43	2.95	3.06	2.80	3.72	2.51	2.96	2.69	3.92	2.11
Cl	1.65	1.56	1.32	1.59	1.70	1.43	1.64	1.56	1.56	0.36	1.47	1.71	1.56	0.44	1.51
Сумма. %	100	100	99.99	99.61	99.87	99.99	100	100	100	100	99.99	100	100	99.99	100
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
P	3.04	2.97	2.99	3.01	3.02	3.00	3.03	2.99	3.01	3.02	3.01	2.99	3.02	2.96	3.05
Mg	0.00	0.07	0.02	0.04	0.05	0.05	0.03	0.01	0.05	0.00	0.03	0.06	0.01	0.00	0.00
Fe	0.15	0.16	0.11	0.15	0.14	0.12	0.14	0.17	0.17	0.01	0.16	0.17	0.16	0.00	0.14
Mn	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.00
Ca	4.81	4.74	4.85	4.79	4.79	4.81	4.79	4.78	4.76	4.95	4.79	4.73	4.79	4.95	4.86
Total	8.04	7.97	7.99	8.01	8.02	8.00	8.03	7.99	8.01	8.02	8.01	7.99	8.02	7.96	8.05
F	0.60	0.85	0.91	0.76	0.56	0.93	0.80	0.84	0.76	1.00	0.69	0.81	0.73	1.06	0.57
Cl	0.24	0.23	0.19	0.23	0.25	0.21	0.24	0.23	0.23	0.05	0.22	0.25	0.23	0.06	0.22
OH	0.16	0.00	0.00	0.01	0.19	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.10	0.00	0.04	0.00	0.21

b.d.l. – ниже предела обнаружения

Таблица Б.10 – Состав фторапатита из пегматитов и гранитов холмов Ларсеманн по главным (мас. %) и редким и редкоземельным элементам (ppm) по данным LA-ICP-MS (по данным автора)

	Фторапатит из гранитов D_2-D_3													
Точка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
P	16.5	17.1	15.9	16.7	16.6	15.2	15.1	15.8	16.7	16.8	16.1	15.0	17.5	16.1
Cl	0.35	0.33	0.31	0.33	0.48	0.45	0.37	0.53	0.73	0.61	0.30	0.31	0.40	0.34
Mn	0.60	0.51	0.50	0.42	0.08	0.08	0.45	0.07	0.12	0.11	0.46	0.63	0.55	0.46
Fe	0.45	0.54	0.39	0.47	0.43	0.36	0.59	0.48	0.71	0.61	0.29	0.36	0.58	0.47
Rb	4.98	4.44	3.23	3.84	19.1	22.1	3.78	20.6	22.1	22.3	5.36	4.81	3.53	3.14
Sr	18.3	16.7	12.7	14.8	72.6	83.9	15.9	79.7	80.7	84.4	19.2	19.0	15.0	11.3
Y	3350	3345	3512	3580	1780	1538	2870	1682	1297	963	2893	2820	3225	3877
La	213	506	363	560	450	357	467	346	563	351	207	218	489	469
Ce	1199	2404	1576	2305	1165	929	1866	1063	2337	1439	1036	1075	2141	2148
Pr	183	261	238	278	140	118	254	152	210	186	170	178	275	250
Nd	800	1042	1017	1092	605	496	1081	772	898	869	776	800	1101	1091
Sm	436	468	506	483	202	183	492	384	304	325	416	425	519	477
Eu	7.01	6.97	6.13	6.17	8.27	8.32	7.60	8.69	9.24	9.04	6.22	6.84	6.80	5.65
Gd	520	537	572	541	255	248	530	570	370	378	488	502	539	534
Tb	114	108	120	114	50.1	52.1	110	92.7	59.6	64.1	103	104	117	112
Dy	590	589	644	601	324	330	585	462	328	305	582	568	623	606
Ho	75.9	74.3	80.8	75.9	58.7	55.5	72.9	63.9	45.9	37.1	71.1	70.8	78.0	76.8
Er	133	132	148	141	147	128	130	121	n.d.	n.d.	129	124	142	137
Tm	11.7	12.0	13.8	13.0	n.d.	13.8	12.0	10.2	n.d.	n.d.	11.4	11.5	13.3	12.6
Yb	53.4	58.0	63.9	56.8	n.d.	70.0	55.1	41.8	n.d.	n.d.	52.2	49.3	64.3	59.8
Lu	5.60	6.01	7.14	6.48	n.d.	7.93	5.71	4.35	1.76	n.d.	5.55	5.14	6.78	6.45
Hf	0.55	0.57	0.54	0.59	0.26	0.34	0.76	0.42	0.35	0.32	0.50	0.52	0.60	0.60
Pb	6.78	9.73	6.54	9.58	3.36	3.53	9.24	4.67	7.30	4.07	8.44	5.50	12.2	8.63
Th	0.10	1.42	0.86	n.d.	0.04	0.05	2.66	0.14	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	1.15	n.d.
U	9.57	28.2	15.6	31.9	6.75	3.52	27.5	9.94	2.61	4.00	4.37	9.21	18.6	27.9

n.d.- не определено

Продолжение таблицы Б.10

	Фторапатит из гранитов D_2-D_3				Фторапатит из керамических пегматитов с миароловыми полостями									
Точка	15	16	17	18	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
P	17.4	17.3	17.1	19.5	21.3	23.4	23.4	23.1	23.4	23.4	24.7	22.1	25.2	16.3
Cl	0.32	0.54	0.32	0.46	0.46	0.53	0.50	0.50	0.49	0.47	0.42	0.52	0.52	n.d.
Mn	0.53	0.11	0.58	0.07	n.d.	0.11	0.11	0.12	0.13	0.12	0.14	0.12	0.13	n.d.
Fe	0.57	0.53	0.57	0.37	0.34	0.33	0.31	0.34	0.33	0.30	0.28	0.38	0.39	n.d.
Rb	5.39	20.2	4.54	19.6	14.8	15.6	13.4	13.2	14.3	14.1	16.3	14.1	15.0	n.d.
Sr	17.4	77.8	17.5	75.0	57.5	59.9	54.5	52.3	54.7	56.6	63.0	52.2	60.8	49.9
Y	3654	1216	3822	1397	1855	2015	1347	1724	3588	2589	945	3097	1190	2563
La	257	413	499	441	151	149	116	142	115	137	79.0	n.d.	154	112
Ce	1372	1672	2610	1823	775	713	442	683	682	654	n.d.	n.d.	602	530
Pr	193	191	271	200	91.3	99.5	72.2	83.8	110	99.9	n.d.	n.d.	83.3	102
Nd	844	887	1111	981	445	539	337	424	517	501	252	n.d.	383	493
Sm	434	321	501	326	201	228	174	202	273	232	133	322	186	260
Eu	6.44	8.82	7.10	7.76	18.3	17.2	22.2	18.6	12.8	15.5	n.d.	16.0	21.7	12.4
Gd	509	368	543	388	268	302	213	274	367	301	183	n.d.	233	280
Tb	110	60.0	108	67.2	48.2	56.1	38.7	46.6	67.0	53.5	31.3	70.7	43.3	59.3
Dy	592	324	605	351	292	332	236	269	450	338	187	446	248	411
Ho	74.6	42.8	76.7	45.0	48.8	57.2	39.8	47.1	77.2	60.9	31.6	72.1	41.1	72.2
Er	135	n.d.	132	n.d.	142	165	104	134	238	170	80.1	209	110	244
Tm	12.4	n.d.	11.9	6.97	17.4	19.6	12.6	16.1	29.8	22.9	9.57	26.0	13.1	37.1
Yb	55.9	25.1	55.9	27.7	115	125	80.8	107	215	141	59.7	167	81.8	n.d.
Lu	6.12	2.31	5.73	2.74	14.6	15.2	9.46	13.2	28.7	17.9	7.41	22.1	9.20	n.d.
Hf	0.58	0.28	0.51	0.38	0.33	0.33	0.19	0.30	0.42	0.36	0.18	0.43	0.20	0.48
Pb	6.81	5.41	6.17	5.07	2.18	1.56	1.83	1.64	2.61	2.06	1.60	3.07	2.47	2.17
Th	n.d.	0.11	0.02	n.d.	1.69	1.20	1.44	1.50	0.01	1.02	0.82	0.77	1.75	n.d.
U	3.84	6.27	7.89	4.51	16.4	10.6	11.0	11.4	0.19	8.98	7.21	n.d.	13.9	12.7

n.d.- не определено

Продолжение таблицы Б.10

Тип	Фторапатит из пегматитов с миароловыми полостями		Фторапатит из гранитов Прогресс						
Точка	49	50	51	52	53	54	55	56	57
P	14.1	15.1	16.6	17.3	18.1	18.8	18.9	19.4	20.1
Cl	0.80	0.86	0.24	0.27	0.28	0.58	0.36	0.31	0.26
Mn	0.30	0.38	0.53	0.69	0.78	1.02	0.61	0.87	0.92
Fe	1.92	2.21	0.27	0.24	0.25	0.29	0.25	0.22	0.24
Rb	16.4	17.5	20.9	22.0	23.9	n.d.	21.6	19.9	20.3
Sr	67.5	83.5	84.6	83.9	97.0	n.d.	88.1	76.8	84.9
Y	3837	4192	3649	3155	543	440	3089	1745	1884
La	653	746	323	313	92.1	83.6	236	184	196
Ce	2635	3351	1313	1124	261	233	1037	705	686
Pr	265	330	185	171	39.3	31.1	132	95.4	96.6
Nd	1160	1190	864	842	184	147	635	439	464
Sm	430	433	281	299	71.2	61.3	242	176	177
Eu	16.1	18.0	22.4	24.5	50.7	69.7	25.1	22.7	24.3
Gd	479	532	357	364	110	90.4	323	230	240
Tb	80.3	91.8	68.4	72.1	21.7	18.6	64.2	45.5	47.5
Dy	500	525	432	463	135	112	428	299	306
Ho	92.4	101	81.9	79.5	20.9	16.4	77.7	54.0	54.6
Er	263	297	197	196	41.1	30.7	186	132	134
Tm	38.5	39.6	20.8	21.5	3.62	2.63	21.2	14.5	14.2
Yb	247	289	115	118	15.4	10.1	115	75.1	75.1
Lu	37.0	39.8	13.8	14.5	1.59	1.04	14.1	8.99	8.76
Hf	0.42	0.48	0.38	0.47	0.13	0.10	0.40	0.28	0.29
Pb	11.7	12.5	3.56	4.77	2.26	2.18	3.74	5.22	6.75
Th	8.79	9.34	0.43	0.33	0.27	0.15	0.72	0.70	0.75
U	85.6	99.2	4.06	7.23	1.60	1.00	3.34	6.17	5.65

Таблица Б.11 – Результаты U–Pb изотопного датирования фторапатита из керамического пегматита с миароловыми полостями (метод LA-ICP-MS) (по данным автора)

	Концентрация (ppm)				Изотопные отношения и их погрешности (1σ)						Возраст и погрешности 1σ (млн лет)			
№	^{206}Pb	1σ (%)	^{238}U	1σ (%)	Th/U	1σ (%)	$^{238}U/^{206}Pb$	1σ (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ (%)	$^{238}U/^{206}Pb$	1σ	$^{238}U/^{206}Pb$ (с поправкой по ^{207}Pb)	1σ
1	1.55	5.41	16.2	7.39	0.108	9.72	9.045	11.26	0.144	6.74	676	11.26	610	8
2	1.01	6.17	10.5	7.47	0.119	9.55	9.016	11.01	0.199	5.05	678	11.01	568	8
3	1.14	6.69	10.9	7.13	0.137	9.74	8.300	10.98	0.202	6.05	733	10.98	613	11
4	1.08	6.45	11.3	7.01	0.138	9.24	9.082	10.94	0.185	7.15	673	10.94	575	11
5	2.06	5.60	23.8	6.96	0.000	29.00	9.990	10.80	0.130	5.48	615	10.80	564	5
6	2.13	10.19	8.89	6.48	0.119	8.83	3.616	11.78	0.512	5.83	1574	11.78	838	54
7	0.83	6.31	7.14	6.67	0.120	9.04	7.413	11.12	0.285	7.38	816	11.12	606	20
8	2.50	5.38	28.1	6.89	0.029	8.61	9.746	10.95	0.114	5.34	630	10.95	590	5
9	1.51	7.01	13.8	7.01	0.133	8.90	7.875	10.94	0.227	6.86	771	10.94	623	14
10	1.32	5.82	12.6	5.74	0.401	7.74	8.295	13.01	0.266	9.36	734	13.01	558	22
11	8.07	3.98	98.5	6.19	0.095	7.83	10.559	5.85	0.186	3.81	583	34.1	495	7
12	7.48	3.25	85.0	6.02	0.103	7.65	9.838	5.81	0.164	3.31	624	36.3	547	8

Таблица Б.12 – Результаты трекового датирования фторапатита с применением LA-ICP-MS (по данным автора)

Номер образца	Зерно	Число треков	S. квадратов. 10*10 мкм	U. ppm	2σ. ppm	Возраст. млн лет	2σ. млн лет
3090	1	44	2500	17.9	1.21	187	58
	2	31	3600	11.2	0.77	147	54
	3	64	2500	21.0	1.52	231	60
	4	50	3600	13.1	0.96	201	59
	5	30	3600	9.40	0.77	169	63
	6	45	2500	17.8	1.46	192	59
	7	35	2500	14.0	1.16	190	66
	8	40	2500	16.9	1.23	180	59
	9	40	3600	12.5	1.02	169	55
	10	58	2500	26.2	1.93	168	46
	11	18	2500	4.08	0.29	332	158
	12	23	2500	12.7	0.82	138	58
	13	33	3600	9.38	0.54	186	66
	14	40	3600	16.1	0.92	132	42
	15	32	3600	9.85	0.54	172	62
	16	45	3600	14.4	0.81	166	50
	17	35	3000	11.2	0.64	198	68
	18	41	3600	8.83	0.52	244	78
	19	58	3600	16.3	0.89	188	50
	20	36	3600	9.59	0.54	198	67
3117	1	33	3600	9.66	0.53	181	64
	2	53	2500	28.4	1.52	142	40
	5	66	4900	15.6	0.85	164	41
	6	62	2500	31.9	1.73	148	39
	8	26	3600	6.74	0.36	204	81
	9	16	3600	3.50	0.19	241	121
	10	51	2500	27.4	1.46	142	41
	11	27	2500	9.87	0.52	208	81
	13	15	4900	2.57	0.16	226	118
	14	11	2500	3.92	0.22	213	129
	15	9	2500	4.27	0.24	161	107
	17	31	3600	8.98	0.49	183	66
	19	58	3600	18.2	0.98	169	45
	20	67	2500	27.2	1.59	187	47
	21	36	10000	3.73	0.22	184	62
	22	17	2500	6.09	0.33	212	104
	25	46	4900	7.67	0.43	232	70
	27	15	3600	4.38	0.26	181	94

Продолжение таблицы Б.12

Номер образца	Зерно	Число треков	S. квадратов. 10*10 мкм	U. ppm	2σ. ppm	Возраст. млн лет	2σ. млн лет
3118	1	12	2500	3.92	0.28	232	135
	2	53	2500	28.4	1.52	142	40
	2a	22	2500	6.97	0.42	239	103
	3	14	8000	1.54	0.10	216	116
	4	15	8000	0.97	0.06	364	189
	5	14	3600	3.21	0.18	229	123
	6	15	2500	5.94	0.33	192	100
	6a	77	2500	31.9	1.73	184	43
	7	20	2500	5.43	0.31	278	126
	11a	37	3600	9.87	0.52	198	66
	15	11	2500	8.00	0.24	105	64
	17a	29	3600	8.98	0.49	171	64
3080	1	46	2500	16.2	1.20	215	65
	2	24	2500	10.5	0.78	175	72
	3	43	3600	10.9	0.78	208	65
	4	44	3600	11.3	0.79	206	64
	5	67	3600	23.8	1.66	149	38
	6	65	3600	8.89	0.58	381	98
	7	22	2500	7.14	0.48	234	101
	8	57	2500	28.1	1.94	155	42
	9	45	3600	13.8	0.96	173	53
	10	39	3600	12.6	0.72	164	53

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Акт внедрения

Утверждаю

Генеральный директор
ФГБУ «ВНИИОкеангеология»
_____ Б.В. Шумский
«06» _____ 2026 г.

АКТ

о внедрении результатов кандидатской диссертации
Бабенко Ивана Александровича
по научной специальности **1.6.4 – Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых**

Специальная комиссия в составе:

Председатель – Г.А. Черкашев;

Члены комиссии: Г.Л. Лейченков, А.А. Черных, Е.А. Гусев, О.Е. Смирнов; составили настоящий акт о том, что результаты диссертации на тему «**Минералого-геохимические особенности и условия формирования гранитных пегматитов холмов Ларсеманн, Восточная Антарктида**», представленной на соискание ученой степени кандидата наук, использованы в текущей деятельности ФГБУ «ВНИИОкеангеология» при написании разделов отчета в виде корреляции Восточно-Антарктического сегмента с сопредельными территориями в эволюции магматической активности.

Использование указанных результатов позволяет повысить текущую эффективность работы при геологическом картировании, а также обеспечивает прирост геологической изученности территории Восточной Антарктиды.

Председатель комиссии

Зам. ген. директора по научной работе _____ Г.А. Черкашев

Члены комиссии:

Зам. ген. дир., начальник отдела ГМРА _____ Г.Л. Лейченков

Зам. ген. дир., начальник отдела СГГИ _____ А.А. Черных

Зам. ген. дир., начальник отдела ГК _____ Е.А. Гусев

Начальник отдела МСР _____ О.Е. Смирнов