

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Акимова Екатерина Юрьевна

**Минералого-геохимическая характеристика и флюидный режим
корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса
(Восточная Фенноскандия)**

Научная 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, доцент
С.Г. Скублов

Санкт-Петербург
2023

Содержание

Введение.....	4
Глава 1. Геологические условия залегания и минералого-петрографическое разнообразие корундсодержащих пород в Беломорском подвижном поясе.....	15
1.1. Общие черты геологического строения Беломорского подвижного пояса.....	15
1.2. Минералого-петрографические типы корундсодержащих пород в Беломорском подвижном поясе.....	18
1.3. Геологическая характеристика и состав пород проявления Хитоостров.....	23
Глава 2. Петрография метасоматитов и вмещающих пород проявления Хитоостров.....	31
2.1. Петрографическая характеристика вмещающих пород.....	31
2.2. Петрографическая характеристика тел метасоматитов.....	34
Глава 3. Общая характеристика состава минералов пород проявления Хитоостров.....	45
3.1. Состав минералов корундсодержащих пород.....	46
3.2. Состав минералов клиноцоизитовых амфиболитов.....	55
Глава 4. Распределение REE в минералах метасоматитов проявления Хитоостров.....	59
4.1. Редкоземельные элементы в минералах корундсодержащих пород.....	59
4.2. Редкоземельные элементы в минералах клиноцоизитовых амфиболитов.....	69
Глава 5. Флюидные включения в минералах метасоматитов и вмещающих пород проявления Хитоостров.....	75
Глава 6. Изотопно-геохимическая характеристика среды минералообразования.....	83
6.1. Геохимия изотопов благородных газов.....	83
6.2. Rb-Sr и Sm-Nd изотопная систематика апатита.....	95
Глава 7. Реконструкция условий формирования метасоматитов.....	99
7.1. P-T-условия метаморфизма вмещающих пород.....	100

7.2. РТ-условия формирования метасоматитов.....	103
7.3. Термодинамическое моделирование процесса формирования метасоматитов.....	108
7.4. Генезис корундсодержащих пород.....	131
7.5. Характеристика флюида, участвовавшего в минералообразовании.....	137
Заключение.....	144
Список литературы.....	147
Приложения.....	168

Введение

Актуальность исследования

Корунд образуется в самых разных геологических обстановках, но при этом достаточно редок, потому что требует обедненной кремнеземом (в противном случае алюминий входит в алюмосиликаты – полевые шпаты, слюды) и насыщенной глинозёмом среды. Согласно современной классификации, выделяются первичные (связанные с магматическими, метаморфическими и метасоматическими породами) и вторичные (связанные с россыпями) месторождения корунда (Giuliani et al., 2020). Среди первичных месторождений корунда наиболее полно изучены магматические (месторождения сапфира в щелочных базальтах, сиенитах, лампрофирах). Модели формирования других типов первичных месторождений – метаморфических и метасоматических – разработаны не столь детально.

В метаморфических породах корунд формируется при высоких температурах (амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая фации), обычно в результате преобразования богатых глинозёмом осадочных пород – бокситов (месторождения наждака), а также основных и ультраосновных пород (при их метаморфизме образуются основные гранулиты с корундом), мраморов и т.д. (Chowdhury et al., 2013; Awalt, Whitney, 2016; Giuliani et al., 2020 и ссылки там; Karmakar et al., 2020). Образованию корунда при метаморфизме способствуют и процессы мигматизации. Обычно ассоциации с корундом в таком случае образуются в рестите (Altherr et al., 1982), но иногда формируются и корундсодержащие лейкосомы без кварца (Raith et al., 2010); корунд в этом случае образуется в результате инконгруэнтного плавления плагиоклаза в присутствии водного флюида (Kullerud et al., 2012; Karmakar et al., 2017), либо в результате декомпрессионного плавления мусковита в отсутствие кварца (Li et al., 2020).

Метасоматиты с корундом образуются в результате биметасоматической десиликации гранит-пегматитов или других жильных пород, или гранулитов при участии постмагматических растворов на контакте с гипербазитами (Коржинский, 1955; Keulen et al., 2014; Fernando et al., 2017). При этом формируются специфические породы – корундовые плагиоклазиты: плюмазиты (корунд + средний плагиоклаз) и кыштымиты (корунд + основной плагиоклаз) (Колесник, 1976; Наседкина, 1977; Вахрушева и др., 2016, ссылки в Filina et al., 2019). Контактным взаимодействием объясняют, в частности, возникновение корунда в метапелитах вокруг тел ультрамафитов (Riesco et al., 2005; Yakymchuk, Szilas, 2018; Keulen et al., 2020 и ссылки там).

Известен корунд в продуктах гидротермальной переработки океанских базальтов (blackwall) (Bucher et al., 2005; Owens et al., 2013; Nozaka et al., 2016 и ссылки в них).

Некоторые проявления корунда связывают с просачиванием метасоматизирующего флюида по проницаемым зонам и его последующим воздействием на вмещающие гнейсы (Beach, 1973; Rajunen, Routiainen, 1999; Raith et al., 2008; Van Hinsberg et al., 2021), ультрамафиты (Berger et al., 2010), метакарбонаты (Dutrow et al., 2019; Дюфур и др., 2007, Терехов, Акимов, 2013; Кисин и др., 2020 и ссылки в них), но источник флюида в таком случае часто остаётся дискуссионным.

Как видно даже из краткого обзора, условия, благоприятные для роста корунда (пересыщение пород глинозёмом и обеднение их кремнезёмом) могут создаваться в очень разных обстановках. Поэтому природа корундсодержащих пород зачастую оказывается спорной, как и в случае проявлений корундсодержащих пород в Беломорском подвижном поясе.

Некоторые авторы считают корундсодержащие породы Беломорского пояса высокоглиноземистыми метаморфическими породами (Лебедев и др., 1974; Кориковский, 1979), однако большинство авторов поддерживает гипотезу метасоматического генезиса пород с корундом (Буканов, Липовский, 1980; Глебовицкий, Бушмин, 1983; Володичев, 1990; Другова, 1999; Серебряков, Русинов, 2004; Терехов, 2007; Ходоревская, Варламов, 2018; Астафьев, Воинова, 2020; Скублов и др., 2020).

Кроме того, интересная особенность корундсодержащих пород большинства проявлений – необычный изотопный состав кислорода и водорода в минералах и породах в целом (Устинов и др., 2008; Крылов и др., 2011; Высоцкий и др., 2014; Bindeman, Serebryakov, 2011; Bindeman et al., 2014; Herwartz et al., 2015; Zakharov et al., 2019 и ссылки в них).

Наиболее крупным и детально изученным проявлением корундсодержащих пород в Беломорском подвижном поясе является на проявлении Хитоостров. Здесь наиболее ярко проявлена аномалия изотопного состава кислорода и водорода: $\delta^{18}\text{O}$ в них до -27‰ , а δD достигает -235‰ (Бакшеев и др., 2006; Устинов и др., 2008 и т.д.). Поэтому именно проявление Хитоостров выбрано в качестве объекта исследований.

Цель и задачи исследования

Целью работы явилась минералого-геохимическая характеристика пород проявления Хитоостров с последующей реконструкцией физико-химических параметров их формирования (температура, давление, состав и источник флюида, участвовавшего в минералообразовании).

Для достижения поставленной цели были обозначены следующие задачи:

1) Минералого-геохимическое изучение метасоматитов и вмещающих пород, установление взаимоотношений между минералами.

2) Характеристика химического состава минералов (главные и редкоземельные элементы) и его эволюции в процессе метасоматоза.

3) Определение состава и генезиса флюида по данным исследования флюидных включений в минералах, изотопного состава благородных газов, Sr-Nd изотопной систематики апатита.

4) Анализ полученной информации методами физико-химической петрологии с использованием компьютерных программ.

Фактический материал

Коллекция изученного материала включает 49 образцов, собранных автором во время полевых работ 2015-2022 гг., из которых сделано 70 прозрачно-полированных шлифов. Также в работе также использованы материалы П.Я. Азимова и Н.С. Серебрякова, включающие 20 прозрачно-полированных шлифов. Часть шлифов пород Хитоострова предоставлена С.А. Бушминым (153 шлифа). Коллекция также включает мономинеральные фракции из пород Хитоострова (25 проб), в том числе 6 проб апатита для геохимического и изотопно-геохимического исследования, 14 петрохимических проб, 11 проб для изотопного анализа благородных газов, 6 из которых предоставлены П.Я. Азимовым.

Личный вклад автора включает непосредственное участие в полевых работах и отборе каменного материала, самостоятельное петрографическое описание шлифов, обработку микронзондовых и других аналитических данных, изучение флюидных включений, работу с компьютерными программами для термодинамического моделирования, обработку изотопно-геохимических данных, интерпретацию полученных результатов и их представление в виде устных докладов и статей в периодические научные издания.

Методика исследований

Полевое геологическое картирование с отбором реперных проб, в том числе при помощи алмазного бензореа.

Состав пород. Содержание петрогенных (главных) элементов в породах были проанализированы рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Нижний предел определения оксидов петрогенных элементов составляет 0.01–0.05%. Валовые анализы пород на редкие и редкоземельные элементы (REE) проводились методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на

квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). При этом относительная погрешность определения элементов не превышает 5–10%. Составы пород приведены в Приложении 2.

Диагностика минералов. Первичная диагностика минералов осуществлялась при помощи оптической микроскопии. Для определения составов минералов исследуемых пород были изготовлены прозрачно-полированные шлифы. Составы минералов определялись на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром AzTec Energy 350 и комплектом стандартных образцов в РЦ СПбГУ «Геомодель» (аналитики – В.В. Шиловских и Н.С. Власенко) и на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) и комплектом стандартных образцов в ИГГД РАН (аналитик – О.Л. Галанкина). Составы минералов приведены в Приложении 3. Расчет кристаллохимических формул минералов по микрозондовым анализам выполнялся при помощи программы Minal3 (автор – Д.В. Доливо-Добровольский), в которой реализованы известные методики расчета кристаллохимических формул минералов (Булах и др., 2014). Символы минералов – из работы Whitney, Evans (2010).

Содержание REE в минералах измерено в тех же участках (диаметр кратера около 20 мкм), что и оксиды главных элементов, на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов) по стандартной методике. Условия съемки: используется первичный пучок ионов, диаметр которого составляет примерно 15–20 мкм; ток ионов 5–7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение состояло из трех циклов, что позволяло оценить воспроизводимость результатов измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30 мин. Размер исследуемого участка минерала не превышал в диаметре 15–20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15%; порог обнаружения элементов в среднем равен 10 ppb. При построении спектров распределения REE их состав был нормирован на состав хондрита CI (McDonough and Sun, 1995).

Анализ проб апатита на редкие и редкоземельные элементы (REE) проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). При этом относительная погрешность определения элементов не превышает 5–10%. Для построения спектров распределения REE состав апатитов был нормирован на PAAS (Pourmand et al., 2012), а для прочих геохимических построений – на состав хондрита CI (McDonough and Sun, 1995). Результаты анализов приведены в Приложении 4.

Микротермометрические исследования производились с использованием термокриометрической установки Linkam THMSG 600 и микроскопа Olympus BX51, работающей в диапазоне температур от -196 до $+600^{\circ}\text{C}$. Изменения температуры контролировались с помощью программного модуля Linksys 32. Криометрические исследования позволяют установить фазовый, в том числе солевой состав флюидных включений (температура эвтектики), а также определить концентрацию солей (температура таяния последнего кристаллика льда) (Рёддер, 1987). Для идентификации солевого состава водно-солевых флюидных включений использовалась таблица в (Борисенко, 1977). Для расчёта солёностей – программные средства (Steele-MacInnis et al., 2011, Bakker, 2018). Сводная таблица микротермометрических данных приведена в Приложении 5.

Рамановская спектроскопия использовалась для диагностики некоторых минералов, а также для установления фазового состава содержимого флюидных включений в минералах корундсодержащих и ассоциирующих пород. Помимо прозрачно-полированных шлифов, флюидные включения изучались в пластинках толщиной около 0.3 мм, полированных с двух сторон. Исследование проведено в ресурсном центре «Геомодель» на рамановском спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 с микроскопом Olympus BX41, объектив 50x, использовался ионный аргоновый лазер, применялись notch-фильтры для работы на 488нм и 514 нм с мощностью до 50мВт (аналитик – Бочаров В.Н.). Идентификация спектров минералов производилась путем сравнения с базой данных в программе Crystal Sleuth, а флюидных включений – с использованием данных из работы Фреззотти (Frezzotti et al., 2012). Часть данных по флюидным включениям также получена при помощи рамановского спектрального анализатора с микроскопом РамМикс М532 в ИГГД РАН.

Изотопный состав благородных газов из флюидных включений в минералах корундсодержащих пород проявления Хитоостров определялся в валовых пробах и в мономинеральных фракциях (корунд, гранат, кальциевый амфибол, ставролит).

Изотопный состав лёгких благородных газов в валовых пробах определен в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике дробления в вакууме для извлечения захваченных газов из флюидных включений и последующих измерений на изотопном газовом статическом масс-спектрометре Micromass NG-5400 (Прасолов и др., 2011) (аналитик – К.А. Груздов). Данная методика позволяет осуществить дробление в стеклянных ампулах на отдельной вакуумной установке, после чего ампулы переносятся в систему пробоподготовки масс-спектрометра и вскрываются при помощи револьверного ампулоломателя. Изначальный размер фракций пород 0.3 мм, после дробления он составлял менее 10 микрон. После

очистки выделенных газов от химически активных газов при помощи двух геттерных насосов NuproNP-50 осуществлялось криогенное разделение фракций He+Ne и Ar+Kr+Xe на активированном угле при температуре жидкого азота. В выделенных фракциях были осуществлены измерения изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, элементного $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ и изотопного отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, соответственно. Коррекция на масс-дискриминацию и оценка количества газов были осуществлены при помощи сравнения с атмосферным стандартом благородных газов. Интенсивности пиков ионных токов ^4He , ^{20}Ne и ^{40}Ar были измерены с помощью коллектора Фарадея с погрешностью не хуже 10%. Изотопное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ было измерено при помощи коллектора Фарадея с погрешностью не хуже 1.5%, интенсивность ионного тока ^3He измерена при помощи детектора Дейли, погрешность измерения изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ при атмосферном изотопном составе гелия - не хуже 5%, при величине изотопного отношения порядка 5×10^{-8} – не хуже 20%.

Изотопный состав лёгких благородных газов и некоторых летучих (CO_2 и N_2) в мономинеральных фракциях определен при помощи системы масс-спектрометров Finesse в The Open University, Milton Keynes, UK по методикам ступенчатого дробления и ступенчатого нагревания (интервал температур 200 – 1400°C) (Verchovsky et al, 2002).

При изучении *Rb-Sr* и *Sm-Nd* систематики апатита истертые образцы предварительно обрабатывались 0.1N раствором соляной кислоты и растворялись в 1N HCl. Rb и Sr выделяли ионообменным способом на катионите Dowex AG50Wx8 (Горохов и др., 1998, 2016). Концентрации этих элементов определяли масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ^{87}Rb - ^{84}Sr . Изотопные составы Rb, Sr, а также Sm, Nd измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартных образцах NIST SRM-987 и USGS EN-1, нормированные к отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, составляли в период работы соответственно 0.710281 ± 0.000004 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 26$) и 0.709211 ± 0.000005 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 20$).

Физико-химический анализ парагенезисов осуществлялся при помощи программного комплекса Perple_X (версия Perple_X 6.9.0) (Connolly, 2005). Петрохимические данные, используемые для расчета (см. Приложение 1) были предварительно пересчитаны на сухую навеску, из состава для упрощения расчёта вычтены MnO , TiO_2 , P_2O_5 и часть CaO , соответствующая апатиту; Fe_2O_3 при наличии в составе пересчитывалось на FeO . Во всех расчётах применялась термодинамическая база данных минералов и флюидов hp02ver.dat (Holland, Powell, 1991, 1998). Выбраны модели твёрдых растворов (файл solution_model.dat): для моноклинного амфибола – Amph(DPW),

для ромбического амфибола – o-Amph, для граната – Gt(HP), для ставролита – St(HP), для биотита – Bio(HP), для полевых шпатов – feldspar, для шпинели – Sp(HP), для ортопироксена – Орх(HP), для клинопироксена – Срх(HP), для кордиерита – hCrd, для мусковита – Mica(M), для хлорита – Chl(HP), для карбонатов – Do(HP) и M(HP), для расплава – melt(HP) (см. описание <http://www.perplex.ethz.ch/>). Химические потенциалы SiO₂, Na₂O предварительно рассчитаны при помощи термодинамического калькулятора friendly, входящего в программный комплекс. Изолинии составов минералов (изоплеты) сконструированы при помощи программы Wexami, входящей в программный комплекс Perple_X. Методика построения диаграмм для систем с вполне подвижными компонентами приведена в (Goncalves et al., 2012, Manning, 2013). Определенным (несущественным) минусом программного комплекса остаётся неполнота термодинамических данных для амфиболов; так, в базах данных отсутствуют феррожедрит, натрожедрит, барруазит.

Теоретическая и практическая значимость

Полученные автором результаты могут быть использованы при изучении метасоматитов в метаморфических комплексах, при исследовании геологической истории Беломорского подвижного пояса, при региональном геологическом картировании. Информация о физико-химическом состоянии флюидов в глубинных условиях важна для решения проблем источников и механизмов переноса вещества, в том числе и рудного.

Объем и структура работы

Диссертация общим объемом 167 страниц состоит из введения, семи глав, заключения, списка литературы (из 255 наименований), а также приложений на 18 страницах. Диссертация содержит 9 таблиц и 102 рисунка, а также 17 таблиц в 5 приложениях.

Апробация работы

По теме диссертационной работы опубликовано 5 статей в научных изданиях, индексируемых в наукометрических базах «Scopus» и «Web of Science», а также тезисы 29 докладов.

Основные результаты работы докладывались на Всероссийской конференции, посвященной 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика Д.С. Коржинского «Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи», XXI и XXII симпозиуме по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова, V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое», EGU-2020, XIX Всероссийской конференции по термобарогеохимии, XIII

Всероссийского петрографического совещании и на различных молодежных конференциях.

Благодарности

Автор благодарен научному руководителю С.Г. Скублову за ценные замечания и постоянное внимание к работе. А.Б. Кузнецову и К.И. Лохову – за помощь в изотопно-геохимических исследованиях. В.А. Глебовицкому и А.Б. Кольцову – за советы и рекомендации. Е.Н. Козлову (ГИ КНЦ РАН), П.Я. Азимову (ИГГД РАН), Н.С. Серебрякову (ИГЕМ РАН) – за помощь в организации и проведении полевых сезонов. В.Н. Бочарову, Н.С. Власенко, В.Н. Шиловских (РЦ «Геомодель», СПбГУ), О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН) – за помощь в аналитических работах. Благодаря К.А. Груздову и Э.М. Прасолову (ЦИИ ВСЕГЕИ) стало возможным исследование изотопного состава благородных газов. Разные аспекты работы обсуждались также с А.И. Брусницыным (СПбГУ), П.Я. Азимовым, Д.В. Доливо-Добровольским, С.А. Бушминым (ИГГД РАН), А.Б. Верховским (The Open University, UK), А.И. Буйкиным (ГЕОХИ РАН), Е.А. Вапником (Ben-Gurion University, Israel). Работа частично поддержана грантом СПбГУ № 3.42.973.2016 из средств Мероприятия 6 и грантом РФФИ № 17-05-00265.

Список основных работ по теме диссертации

Статьи

1. Акимова Е.Ю., Скублов С.Г. Редкоземельные элементы в минералах клиноцоизитовых амфиболитов проявления корундсодержащих пород Хитоостров (Северная Карелия) // Записки РМО. 2023. Ч. CLII. № 3. С. 59–81.
2. Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б. Термодинамическое моделирование процесса формирования корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса (Фенноскандинавский щит) // Петрология. 2022. Т. 30. № 1. С. 69–90.
3. Акимова Е.Ю., Скублов С.Г. Распределение редкоземельных элементов в породообразующих минералах корундсодержащих пород проявления Хитоостров (Северная Карелия) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 4. С. 686–705.
4. Акимова Е.Ю., Козлов Е.Н., Лохов К.И. Происхождение корундовых пород Беломорского подвижного пояса по данным геохимии изотопов благородных газов // Геохимия. 2017. №11. С. 1015–1026.
5. Лохов К.И., Прасолов Э.М., Акимова Е.Ю., Лохов Д.К., Бушмин С.А. Изотопно и элементно фракционированные He, Ne и Ar во флюидных включениях минералов метаморфических пород Северной Карелии с аномальным изотопно-легким кислородом: фракционирование изотопов в эндогенном флюиде по механизму термодиффузии с каскадированием // Вестник СПбГУ. Серия 7: Геология и география. 2016. №1. С. 29–47.

Тезисы

1. Акимова Е.Ю. Флюидные включения в корундсодержащих и вмещающих породах проявления Хитоостров (Северная Карелия) // Материалы XIX Всероссийской конференции по термобарогеохимии. ИГМ СО РАН. Новосибирск. 2022. С. 5–6.

2. Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б. Генезис корундсодержащих пород Беломорского подвижного пояса Восточной Фенноскандии // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2021. Т. 1. С. 26–28.

3. Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б. Термодинамическое моделирование десиликации при метаморфизме кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Беломорский подвижный пояс Восточной Фенноскандии) // XII Международная школа по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука. ИВС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский. 2020. С. 10.

4. Akimova E., Kol'tsov A. Thermodynamic modeling of the formation of corundum-bearing rocks within the Belomorian mobile belt using Perple_x software // EGU-2020. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-327>

5. Акимова Е.Ю., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Редкие и необычные минералы корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // Труды Кольского научного центра РАН. 2019. № 6(1). С. 9–15.

6. Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б. Опыт исследования метасоматических процессов с применением программного комплекса Perple_X // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. Всероссийская конференция, посвященная 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика Д.С. Коржинского. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН. 2019. С. 15–17.

7. Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б. Условия формирования корундсодержащих метасоматитов проявления Хитоостров (Северная Карелия) // X Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия», г. Черноголовка Московской области, ИЭМ РАН. 2019. С. 34–36.

8. Акимова Е.Ю., Верховский А.Б., Лохов К.И. Изотопы гелия и аргона из пород с аномально изотопно-лёгким кислородом (Хитоостров, Северная Карелия): данные ступенчатого дробления кристаллов корунда // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. Расширенные тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. М.: Акварель. 2019. С. 19–23.

9. Акимова Е.Ю., Прасолов Э.М., Козлов Е.Н., Груздов К.А., Лохов К.И. Происхождение корундовых пород с ультралегким кислородом (Северная Карелия) по данным геохимии изотопов благородных газов // Материалы XXI симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова, Москва. 2016. С. 321–324.

10. Akimova E., Lokhov K., Helium and argon isotopes in corundum rocks from the Northern Karelia as indicators of mass-dependent isotopic fractionation in the endogenic fluid // Goldschmidt Conference Abstracts. 2016.

Основные научные результаты

В корундсодержащих породах впервые описаны кальциевые (чермакит) и натрово-кальциевые (барруазит) амфиболы, натровый флогопит (аспидолит), парагонит. В ассоциирующих с ними клиноцоизитовых амфиболитах диагностированы кальциевые амфиболы ряда чермакит-паргасит-санагаит, маргарит. Впервые получены данные по распределению редкоземельных элементов в породообразующих минералах. Установлено, что редкоземельные элементы в процессе метасоматоза, приведшего к формированию корундсодержащих и ассоциирующих с ними пород, становились мобильными: в случае корундсодержащих пород происходил привнос LREE, а в случае клиноцоизитовых амфиболитов – локальное перераспределение. Впервые изучено вещество флюидных включений в минералах корундсодержащих и вмещающих пород методами микротермометрии и рамановской спектроскопии. Исследован изотопный состав благородных газов путем дробления валовых фракций пород и кристаллов корунда. Впервые получены данные по изотопному составу Sr и Nd в апатите. Методами изотопной геохимии обоснована глубинная природа флюида, участвовавшего в минералообразовании. Впервые произведено физико-химическое моделирование метасоматического процесса, приведшего к формированию корундсодержащих пород и ассоциирующих с ними клиноцоизитовых амфиболитов: количественно оценены температура, давление, режим вполне подвижных компонентов.

Положения, выносимые на защиту

1. Зональность корундсодержащих метасоматитов проявления Хитостров представлена закономерной сменой минеральных парагенезисов, обусловленной исчезновением кварца (зона 1) и последовательным появлением реакционных минералов: ставролита (зона 2), корунда (зона 3а) либо Са-амфибола (зона 3б) и корунда совместно с натрожедритом и Са-амфиболом (зона 4). В составе корундсодержащих пород впервые обнаружены аспидолит, Са-амфиболы ряда чермакит-санагаит и Na-Са-амфибол (барруазит).

2. Корундсодержащие метасоматиты сформировались по кианит-гранат-биотитовым гнейсам чупинской толщи путем десиликации последних во время регионального

метаморфизма ($\lg a_{\text{SiO}_2}$ снижается от -0.06 до -0.2) при повышенной активности Na (A_{Na} возрастает от 4.38 до 4.88) и пониженной – K (A_{K} снижается от 3.35 до 3.11), при участии глубинного углекислотно-водного флюида ($X(\text{CO}_2)$ около 0.3), содержащего хлориды Na и Ca.

3. В ряде минералов корундсодержащих метасоматитов (гранат, кальциевый амфибол, апатит) фиксируется обогащение легкими редкоземельными элементами (LREE), не проявленное в минералах вмещающих пород. В ассоциирующих с корундсодержащими клиноцоизитовых метасоматитах установлен эффект наследования распределения REE при замещении граната Са-амфиболом и клиноцоизитом. Мобильность LREE обеспечивалась специфическим составом флюида, участвовавшего в минералообразовании.

Глава 1. Геологические условия залегания и минералого-петрографическое разнообразие корундсодержащих пород в Беломорском подвижном поясе

1.1. Общие черты геологического строения Беломорского подвижного пояса

Беломорский подвижный пояс (или Беломорская зона, мегазона) – это сложная линейная покровно-надвиговая структура протяженностью более 1500 км, являющаяся частью Беломорско-Лапландского коллизионного орогена Фенноскандинавского щита (рис. 1). Исследованию Беломорского подвижного пояса посвящены работы Н.Г. Судовикова, К.А. Шуркина, Ю.В. Нагайцева, В.А. Глебовицкого, О.И. Володичева и т.д. В ранних работах пояс рассматривался как огромная моноклираль, сложенная стратифицированными толщами метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород (Шуркин и др., 1962). Однако в дальнейшем в работах В.А. Глебовицкого и Ю.В. Миллера с соавторами показано, что ранее выделенные «свиты» на самом деле представляют собой покровы: Хетоламбинский, Ориярвинский, Майозерский, Керетский, Ковдозерский и Чупинский (Миллер, Милькевич, 1995; Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 1997, 2006; Лобач-Жученко и др., 1998).

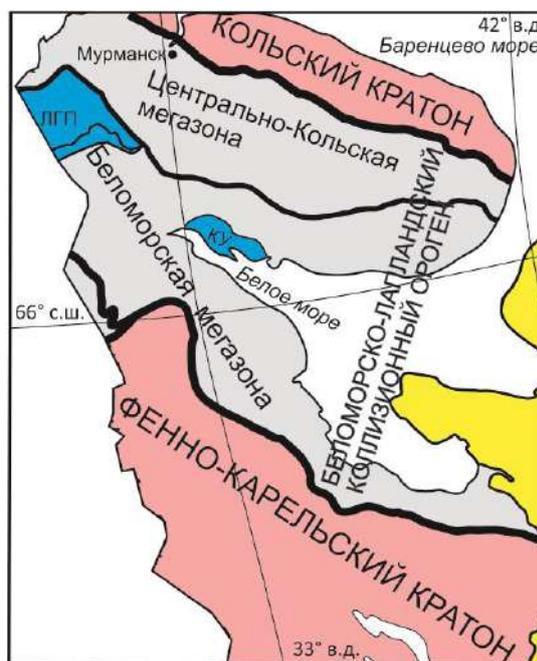


Рис. 1. Расположение Беломорской мегазоны на схеме тектонического строения российской части Фенноскандинавского щита (Bushmin, Glebovitsky, 2016).

В составе БПП выделяются зеленокаменные комплексы (метаморфизованные вулканиты, осадочно-вулканогенные, гипабиссальные образования, метаосадки и интрузивные породы Керетского, Тикшеозерского, Пибозерского, Енского, Воче-

Ламбинского, Центрально-Беломорского зеленокаменных поясов) и парагнейсовые комплексы (Чупинский парагнейсовый пояс) (Слабунов, 2008). Последний (чупинская толща) находится в осевой части Беломорского пояса и представлен преимущественно супракрустальными образованиями – мигматизированными гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми (глинозёмистыми) гнейсами. В них встречаются редкие прослои биотитовых гнейсов (метадацитов) и амфиболитов (Слабунов, 2008).

Выделяется несколько разновидностей глинозёмистых гнейсов: немигматизированные мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы («сухари»), кианит-гранат-биотит-ортотлазовые гнейсы с микроскопическим кианитом, кианит-гранат-биотитовые гнейсы с макроскопическим кианитом, кианит-гранат-биотитовые гнейсы с мусковитом (Володичев, 1975; Ручьев, 1998, 2005, 2010). Кианитсодержащие гнейсы рассматриваются как рестит, образующийся при мигматизации исходных гранат-биотитовых гнейсов (при мигматизации рестит гнейсов становится более глинозёмистым) (Мыскова и др., 2000; Ранний докембрий..., 2005). По мнению других авторов, кианит появляется за счёт «раскисления» плагиоклаза при диафорезе (Бибикова и др., 1993; Другова, 1999). Некоторые исследователи связывают образование мелкого тонкоигольчатого кианита с высокими давлениями при метаморфизме, а появление крупных «досчатых» кристаллов – с зонами кислотного выщелачивания (Щербакова, Терехов, 2004). Все авторы сходятся во мнении, что кианит-гранат-биотитовые гнейсы образовались в результате наложения кианита на исходные гранат-биотитовые гнейсы.

Протолитом глинозёмистых гнейсов явились незрелые слабо дифференцированные граувакки (Балаганский и др., 1986; Володичев, 1990; Миллер, 1999; Мыскова, 2001, 2002; Ручьев, 2000). Для некоторых разновидностей пород протолитом явились толеитовые базальты (Мыскова и др., 2003). Возрастной интервал осадконакопления в пределах Беломорского пояса – 2.88 – 2.82 млрд. л. по данным U-Pb цирконового геохронологии (Бибикова и др., 2004). В глинозёмистых гнейсах изредка сохраняются реликтовые первично-осадочные текстуры (Precambrian..., 2014).

Породы Беломорского комплекса в целом и чупинской толщи в частности неоднократно метаморфизованы (Балаганский и др., 1986; Другова, 1996, 1999; Ранний докембрий..., 2005). В работах (Бибикова и др., 1993, 1997, 2001, 2004; Bogdanova, Bibikova, 1993; Bibikova et al., 1996; Скублов и др., 2017) по результатам изотопного датирования выделено несколько этапов метаморфизма:

1. Раннеребольский метаморфизм 2.88 – 2.82 млрд. л., связанный с субдукцией под окраину Карельской гранит – зеленокаменной области. Условия метаморфизма: $T = 700$ –

730°C, P = 6 – 7 кбар (Володичев и др., 2011). К породам доколлизийного периода в БПП относят немигматизированные гранат-биотитовые гнейсы («сухари») (Володичев, 1975).

2. Позднеребольский метаморфизм 2.74 – 2.69 млрд. л. от амфиболитовой до эклогитовой фаций, связанный с коллизией Беломорских террейнов в сторону Карельской гранит - зеленокаменной области. Условия метаморфизма: T = 700 – 780°C, P = 9 – 11 кбар (Слабунов и др., 2016). К этому периоду относятся мигматизированные гранат-кианит-биотит-ортоклазовые гнейсы (Володичев, 1975).

3. Свекофеннский этап (1.95 – 1.75 млрд. лет). Внутри него выделяется раннесвекофеннский (1.95 – 1.85 млрд. лет) высокобарический метаморфизм, связанный с формированием Лапландско-Кольского коллизийного орогена (Daly et al., 2006), и позднесвекофеннский (1.85 – 1.75 млрд. лет) низко- и умереннобарический метаморфизм эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации с диафторезом до зеленосланцевой фации (Гродницкий, Сибелев, 1995; Сибелев, 1998). Условия раннесвекофеннского метаморфизма: T = 640 – 765°C, P = 8 – 11.7 кбар (Козловский и др., 2016, 2018, 2020). На позднем этапе свекофеннского метаморфизма (1.78 млрд. лет) сформировались пегматитовые поля (Гродницкий, 1982; Бибилова и др., 2001).

Породы Беломорского подвижного пояса, в т.ч. чупинской толщи, неоднократно подвергались мигматизации в условиях амфиболитового и гранулитового метаморфизма повышенных давлений (Мигматизация и гранитообразование..., 1985). Первый эпизод мигматизации (2.73 – 2.68 млрд. лет) связан со становлением Беломорского коллизийного орогена, а второй (1.97 – 1.89 млрд. лет) – с развитием Лапландско-Кольского коллизийного орогена (Седова, Глебовицкий, 2005; Глебовицкий, Седова, 2005; Слабунов и др., 2016). Недавно в районе Тупой губы были описаны мигматиты с возрастом 2.49 млрд. л. (Глебовицкий и др., 2017).

Два эпизода разделены этапом внедрения множественных тел магнезиальных перидотитов, норитов, габброидов, традиционно объединявшихся в «друзитовый» комплекс. Сейчас он более детально расчленён: выделены комплексы габбро – анортозитов, лерцолитов – габброноритов, коронитовых габбро (Степанов, 1981; Степанова и др., 2003, 2011, 2017; Степанова, Степанов, 2005; Stepanova, Stepanov, 2010). Внедрение этих интрузий происходило в обстановке растяжения на начальной стадии рифтогенеза (Рыбаков и др., 2000) в период 2.5 – 2.1 млрд. л. Литературные данные о том, сопровождалось ли оно метаморфизмом, противоречивы: часть авторов считает, что не сопровождалось (Бибилова и др., 2004), другие же авторы выделяют при этом селецкий

этап метаморфизма, синхронный с внедрением интрузий (Геология..., 1985; Колодяжный, 2006, 2007; Володичев и др., 2011). Во время покровных пластических деформаций, связанных с формированием Лапландско-Кольского коллизионного орогена, часть интрузий была превращена в тектонические пластины и будины (Бабарина и др., 2017). Комплекс основных интрузий является надежным репером, разделяющим архейские и палеопротерозойские этапы развития Беломорского пояса.

Ряд авторов полагают, что большей частью свекофеннские метаморфические процессы неизохимичны вследствие взаимодействия пород с метаморфическими флюидами (Козловский, Бычкова, 2016). Кроме того, свекофеннский этап преобразования пород БПП характеризуется широким развитием локальных зон метасоматоза, приуроченных к зонам сдвиговых деформаций (Бушмин, 1987; Левицкий, 2005; Щербакова, Терехов, 2008; Шевченко и др., 2009). Описаны роговообманково-ставролит-кианит-кварцевые и ставролит-кианит-кварцевые кислотные, сопряженные с ними роговообманково-ставролит-гранатовые и ставролит-гранатовые основные метасоматиты (*хизоварский тип*), а также кианит-мусковит-кварцевые, роговообманково-анортитовые метасоматиты в зоне сочленения БПП и Карельского кратона (Хизоваара, Винча, Шаривара, Рябоваара, Степанова Ламба, Кукаозеро, Лехтинская структура и т.д.) (Московченко и Турченко, 1975; Глебовицкий, Бушмин, 1983; Фации метаморфизма..., 1990). Известны кианит-жедрит-гранатовые, роговообманково-гранат-кианит-кварцевые, гранат-кианит-кварцевые метасоматиты (*шуерецкий тип*) в районе Шуерецкой губы (Шуркин и др., 1962; Глебовицкий, Бушмин, 1983; Фации метаморфизма..., 1990). В упомянутых проявлениях метасоматоза при кислотном выщелачивании амфиболитов формируются необычные минеральные ассоциации – кианит + роговая обманка, ставролит + роговая обманка (Пинаева, 1970). Возрастной интервал формирования метасоматитов – 1.9 – 1.8 млрд. лет (Астафьев и др., 2020; Скублов и др., 2009).

1.2. Минералого-петрографические типы корундсодержащих пород в Беломорском подвижном поясе

В пределах Беломорского подвижного пояса известно более десятка проявлений корундсодержащих пород: Хитоостров, Дядина гора, Варацкое, Кулежда, Высота 128 (Нигрозеро), Плотина, Лягкомина, Миронова губа (Нотозеро), Кий-остров, Пулонга, Перуселька, Важенка, Климовское, они описаны во множестве работ (Шуркин и др., 1962; Лебедев и др., 1974; Нагайцев, 1974; Киевленко и др., 1983; Терехов, Левицкий, 1991; Громов, 1993; Моисеева, 2002; Серебряков и др., 2001; Серебряков, Аристов, 2004;

Серебряков, 2004, 2007; Серебряков, Корпечков, 2009; Корпечков, 2009; Куликов, Куликова, 1990 и т.д.). Вероятно, к ним относится также проявление корундсодержащих пород Киттиля, расположенное в финской Лапландии (Naarala et al., 1971).

По большей части проявления располагаются среди пород чупинской толщи или вблизи ее контактов, но некоторые (например, Кий-остров) расположены на значительном удалении, в т.ч. среди амфиболитов хетоламбинской толщи (Климовское, Перуселька). Корундсодержащие породы образуют линзы, жилообразные и пластообразные тела мощностью до 75 м., с неровными, извилистыми границами. Проявления контролируются сдвиговыми зонами; зачастую они расположены на контакте контрастных по составу пород: кислых (гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы) и основных (метагаббро, амфиболиты) (Терехов, Левицкий, 1991).

В пределах БПП корунд установлен в двух типах ассоциаций (Терехов, Левицкий, 1991; Серебряков, 2004):

1. Корундсодержащие породы по крупнозернистым линзовидно-полосчатым кианит-гранат-биотитовым гнейсам (*апогнейсовый тип*) (Хитоостров, Варацкое, Высота 128, Плотина). В породах апогнейсового типа в ассоциации с корундом описан нехарактерный для глинозёмистых гнейсов чупинской толщи ставролит (Шуркин и др., 1962, Южанова, 1975) и редкий минерал натрожедрит (Серебряков, 2004). Характерны реакционные взаимоотношения между минералами – плагиоклазовые каймы между кианитом и кварцем во внешних зонах, ставролит-плагиоклазовые и корунд-ставролит-плагиоклазовые псевдоморфозы по кианиту (Лебедев и др., 1974; Серебряков, 2004). Исходя из анализа минеральной зональности и термобарометрических исследований, Н.С. Серебряков с соавторами полагают, что корундсодержащие породы сформировались в результате высокотемпературного высокобарного (600 – 700°C, 7 – 8 кбар) метасоматоза, который сопровождался десиликацией пород и привнесом Са и Na (Серебряков, Русинов, 2004). Возраст корундсодержащих пород апогнейсового типа, определенный путем локального U-Pb датирования циркона, составляет 1894±17 млн. л. (Хитоостров), 1931±54 млн. л. (Варацкое) (Серебряков и др., 2007; Астафьев, Воинова, 2020).

2. Корундсодержащие породы по амфиболитам и амфиболовым сланцам, метаультрабазитам (*апобазитовый тип*) (Дядина гора, Варацкое, Высота 128, Кулежда, Перуселька, Важенка, Кий-остров, Климовское, Миронова губа, Пулонга). В породах апобазитового типа вместе с корундом встречаются кордиерит, шпинель, хёгбомит, высокоглинозёмистый сапфирин (Sengupta et al, 2004; Серебряков, 2006). На проявлении Киттиля в ассоциации с корундом известны сапфирин и корнерупин (Naarala et al, 1971).

Для этих пород также характерны реакционные взаимоотношения между минералами: корунд-ставролит-плагноклазовые псевдоморфозы по кианиту, сапфирин-ортоамфиболовые каймы между роговой обманкой и шпинелью, обрастания корундом сапфирина, хёгбомита и шпинели (Серебряков, 2004). Предполагается, что корундсодержащие породы апобазитового типа также сформировались в результате высокотемпературного высокобарного (600 – 700°C, 7 – 8 кбар) метасоматоза, сопровождавшегося десиликацией пород – но с привнесом Mg и K (Серебряков, 2004). Возраст корундсодержащих пород апобазитового типа в пределах погрешности совпадает с возрастом пород апогнейсового типа: 1897±23 млн. л. (Климовское), 1937±23 млн. л. (Кий-остров) (Серебряков и др., 2007; Астафьев, Воинова, 2020).

Известен корунд и в совершенно иных породах БПП – в эклогитах и в дюрмюртерит- и фенгитсодержащих кианит-биотит-полевошпат-кварцевых «пегматоидных» жилах среди них (например, Докукина и др., 2017), но этот тип подробно рассматриваться не будет.

Характерной особенностью пород обоих типов являются редкие ассоциации кианит + роговая обманка, ставролит + роговая обманка, уже упоминавшиеся ранее при обсуждении метасоматитов зоны сочленения БПП и Карельского кратона, отмечаются на большинстве проявлений корунда: Хитоостров, Дядина гора, Варацкое, Высота 128, Кулежма, Климовское, Кий-остров, Перуселька (Серебряков, 2004; Корпечков, 2009; Ходоревская и Варламов, 2018 и ссылки там). Таким образом, проявления кианитовых и ставролитовых амфиболитов в Беломорском подвижном поясе (Володичев, 1990) связаны либо с зонами кислотных и сопряженных с ними метасоматитов, либо с проявлениями корундсодержащих пород. Кианитовые амфиболиты крупного проявления Лягкомина (Лутковская, 1971) обнаруживают сходство с породами проявлений корунда (Серебряков, 2004).

Помимо кианитовых и ставролитовых амфиболитов, с корундсодержащими породами большинства проявлений (Хитоостров, Дядина гора, Варацкое, Кулежма, Высота 128) тесно ассоциируют эпидот- и цоизитсодержащие метасоматиты (Серебряков, Корпечков, 2009). Они развиваются преимущественно за счет корундсодержащих пород, содержащих кальциевый амфибол (Серебряков, Корпечков, 2009). Авторы выделяют цоизит-эпидотовые, цоизит-кварцевые, реже эпидотовые и кварц-эпидотовые породы с роговой обманкой, гранатом и плагноклазом, а также цоизитизированные и эпидотизированные разновидности вмещающих пород (количество цоизита и эпидота в породе около 20 – 40%) (Серебряков, Корпечков, 2009). Предполагается, что эти породы формировались

путём кислотного выщелачивания пород при повышенной активности Са (Серебряков, Корпечков, 2009). В ассоциации с корундсодержащими породами известны также хлорититы (Дядина гора, Перуселька), жедрититы (Кулежда, Варацкое) и плагиоклазиты (на всех проявлениях корундсодержащих пород апогнейсового типа) (Серебряков, 2004, 2006).

Корундсодержащие породы большинства проявлений в Беломорском подвижном поясе характеризуются необычным изотопным составом кислорода и водорода: $\delta^{18}\text{O}$ в них достигает -27‰ , $\Delta^{17}\text{O}$ до -14‰ , а δD опускается до -235‰ (проявление Хитоостров) (Бакшеев и др., 2006, Устинов и др., 2008 и т.д.) (рис. 2).

$\delta^{18}\text{O}$ (и, соответственно, δD) нечасто бывает отрицательным в горных породах, в связи с чем вызывает интерес. Ярко выраженной аномалией ($\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰}$) характеризуются лишь единичные геологические объекты мира. Например, УНР – эклогиты (эклогиты ультравысоких давлений) Даби-Сулу в Китае (до $-10,4\text{‰}$) (Fu et al., 2013 и ссылки там); скарны свинцово-цинкового месторождения Байуинньо во Внутренней Монголии ($-12,5\text{‰}$) (Baolei et al., 1997); нефритовые породы месторождения Чунчеон ($-13,6\text{‰}$) (Yui, Kwon, 2002). Сравнительно недавно изотопно-кислородная аномалия была установлена в метаморфизованных высокоглинозёмистых породах юго-западного Забайкалья (до -13‰) (Избродин, 2014) и в породах нефритовых месторождений Восточной Сибири (до -20‰) (Бурцева и др., 2015).

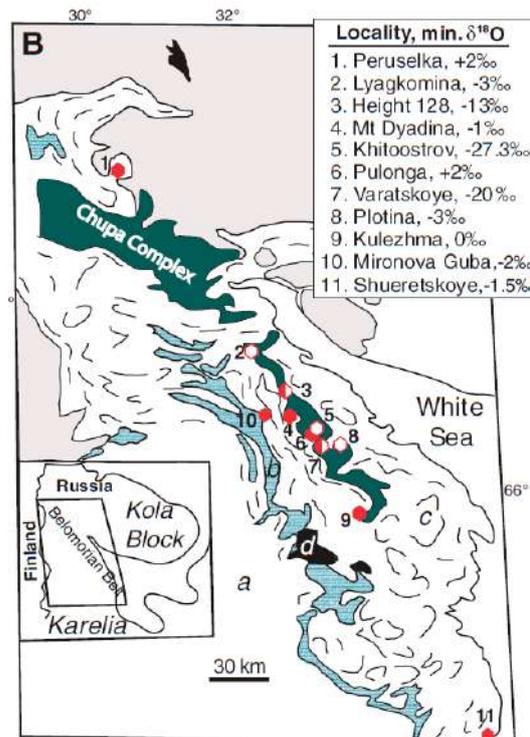


Рис. 2. $\delta^{18}\text{O}$ для проявлений корунда в БПП (Bindeman et al., 2014)

Отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ характерны для высокоширотных метеорных и талых ледниковых вод (Hoefs, 2018). Поэтому, сталкиваясь с отрицательными $\delta^{18}\text{O}$ в горных породах, исследователи обычно постулируют взаимодействие таких пород с метеорными и талыми ледниковыми водами (Hoefs, 2018 и ссылки там). Корундсодержащие породы БПП не стали исключением. Кратко рассмотрим выдвигаемые разными авторами гипотезы об их происхождении:

1. Аномалия изотопного состава кислорода унаследована от протолита корундсодержащих пород – своеобразных пород кор выветривания, обогащенных лёгким изотопом кислорода вследствие поверхностного взаимодействия с метеорными водами. Далее породы кор выветривания были захоронены вместе с захваченным метеорным флюидом и подверглись свекофеннскому метаморфизму, который мало повлиял на изотопный состав кислорода и химический состав пород (Крылов, Глебовицкий, 2007, 2017; Крылов, 2008; Крылов и др., 2011, 2012; Herwartz et al, 2015).
2. Корундсодержащие породы представляют собой переработанное во время свекофеннского метаморфизма фумарольное поле, действовавшее под ледником. Протолитом корундовых пород в таком случае являются гидротермальные породы типа пропилитов, т.е. предполагается метасоматический генезис протолита корундсодержащих пород (Высоцкий и др., 2008, 2011, 2012, 2014; Яковенко, 2013).
3. Протолит корундсодержащих пород сформировался под воздействием флюида, образованного в результате взаимодействия талых ледниковых вод с основными интрузиями во время рифтогенеза 2,45 млрд. лет назад. Т.к. в палеопротерозое Беломорье находилось в приэкваториальной области (Лубнина, 2015, 2016), исследователи делают вывод о глобальном оледенении Земли в это время (гипотеза Snowball Earth, или Slushball Earth) (Bindeman et al, 2010, 2014; Bindeman, Serebryakov, 2011; Zakharov et al, 2017, 2019).

Некоторые альтернативные гипотезы допускают участие эндогенного флюида в процессе формирования пород с аномально изотопно-лёгким кислородом (Дубинина и др., 2012).

1.3. Геологическая характеристика и состав пород проявления Хитоостров

Хитоостров – проявление метасоматических корундсодержащих пород апогнейсового типа (Серебряков, 2004), расположенное вблизи юго-западной оконечности Верхнепулонгского озера, к северу от пос. Чула Лоухского р-на республики Карелия. Проявление располагается в северной части острова Хитоостров и контролируется крупной флексуобразной зоной сдвиговых деформаций, простирание пород внутри которой меняется от северо-восточного до северо-западного. Породы с корундом образуют в замке этой флексуры линзообразное тело размерами 300×120 м с неровными, извилистыми границами вблизи контакта мигматизированных гнейсов чупинской толщи с интенсивно амфиболитизированными габбро (рис. 3), тела которых превращены в будины (Stepanova et al., 2022; Бабарина и др., 2017).

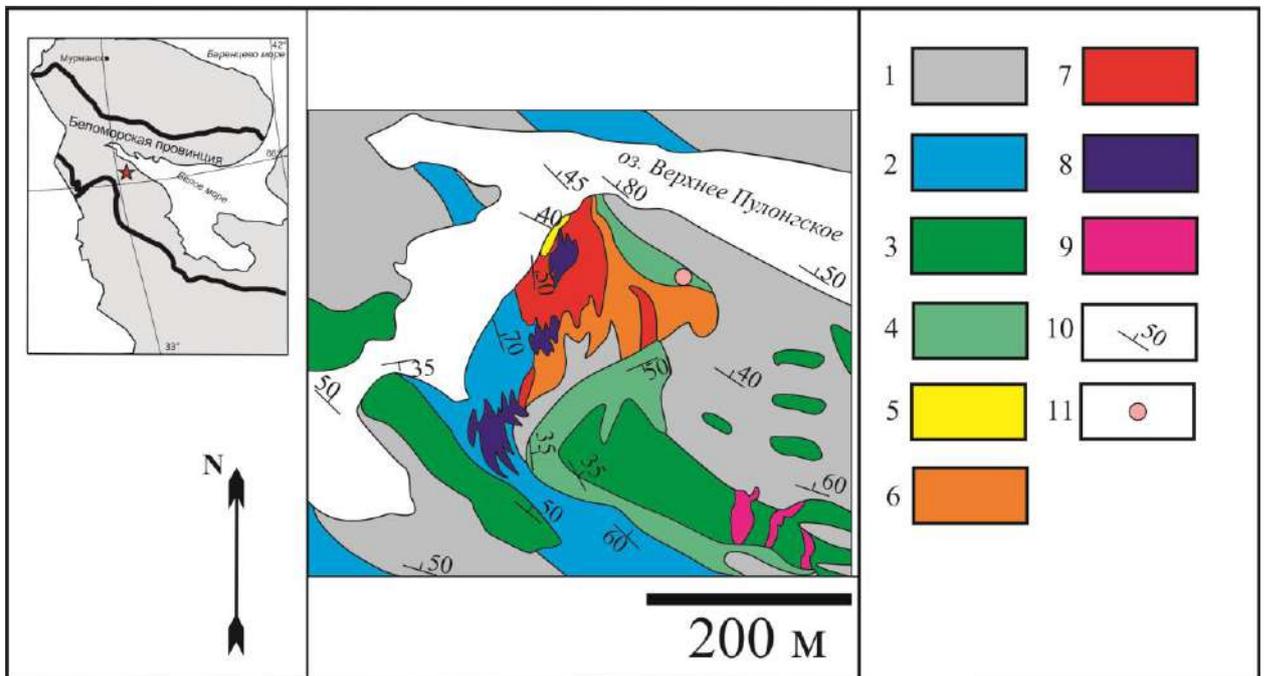


Рис. 3. Карта-схема геологического строения проявления Хитоостров (по Vindeman et al, 2014, с изменениями) с точками отбора проб. 1, 2 – гнейсы чупинской толщи (1 – гранат-биотитовые, 2 – кианит-гранат-биотитовые); 3 – метаморфизованные габбро; 4 – мигматизированные гранатовые амфиболиты; 5 – породы с парагенезисами $Pl + Grt + Bt + Ky$, $Pl + Grt + Bt + Crn$ (зоны 1, 3а) (Акимова, Кольцов, 2022); 6 – породы с парагенезисами $Pl + Grt + Bt + St$, $Pl + Grt + St + Cam$ (зоны 2, 3б); 7 – породы с парагенезисом $Pl + Grt + Cam + Crn$ (зона 4); 8 – плагиоклазиты; 9 – пегматиты; 10 – элементы залегания, 11 – проявление клиноцоизитовых амфиболитов.

Толщи вмещающих метаморфических пород достаточно однородны и характеризуются относительно простым минеральным составом; они представлены следующими разновидностями: метаморфизованные габбро, мигматизированные гранатовые и безгранатовые амфиболиты, мигматизированные гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы, иногда с мусковитом. Гранатовые и безгранатовые амфиболиты на проявлении Хитоостров, вероятно, сформировались по габбро в результате их метаморфизма: степень амфиболизации габброидов нарастает к краям будин, вплоть до превращения в мигматизированные гранатовые амфиболиты без сохранения магматических минералов.

Тело корундсодержащих пород расположено среди кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи к северо-западу от их контакта с крупной будиной амфиболизированных метагаббро.

Контакты тела корундсодержащих пород с кианит-гранат-биотитовыми гнейсами постепенные. На контакте с телом корундсодержащих пород в гнейсах исчезает кварц, значительно укрупняются кристаллы кианита. Непосредственный контакт корундсодержащих пород с амфиболитами не наблюдался.

Тело корундсодержащих пород характеризуется сложным зональным строением (рис. 3, 4). В краевой части тела корундсодержащих пород на западном фланге проявления, в виде небольшой линзы с нечеткими контурами встречаются мезократовые кианит-гранат-биотит-плаггиоклазовые породы (далее – зона 1), характерная особенность которых – крупные кристаллы кианита, отсутствие кварца. На юго-восточном фланге распространены лейкократовые гранат-биотит-плаггиоклазовые породы со ставролит-плаггиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту и корунд-ставролит-плаггиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту (зона 2), а также лейкократовые амфибол-гранат-биотит-плаггиоклазовые породы с аналогичными реакционными структурами (зона 3б). На северо-западном фланге также распространены мезократовые безамфиболовые породы с крупными кристаллами корунда (зона 3а), которые затем переходят в мезократовые жедритсодержащие, двуамфиболовые (натрожедрит + кальциевый амфибол) породы с крупными кристаллами корунда (зона 4). Наиболее крупные кристаллы розового полупрозрачного корунда (до 6 см в длину, около 1 – 2 см шириной) приурочены к породам зоны 4. Кроме корунда, в породах зоны 4 встречаются порфиробласты граната (до 1 см), ставролита (до 2 см).

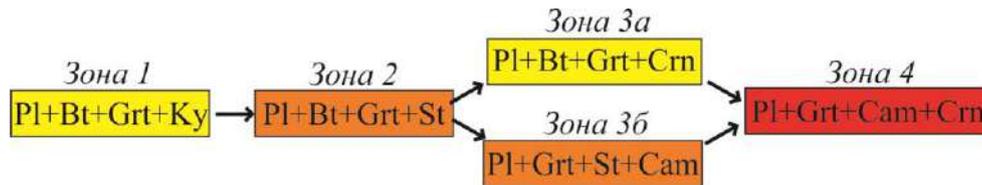


Рис. 4. Схема минеральной зональности тела корундсодержащих пород на проявлении Хитоостров

Контакты зон, как правило, постепенные, размытые. Так, на контакте зон 3а и 4, (наблюдался в точке EA22-08) постепенно возрастает количество кальциевого амфибола, который вначале появляется в виде небольших линз, расположенных вдоль плагиоклазовых полос.

Породы всех зон сильно неоднородны: они характеризуются полосчатостью (рис. 5), сильно похожей на мигматитовую полосчатость в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, но в этих полосах отсутствует кварц – они практически нацело сложены плагиоклазом.

Зачастую кристаллы корунда расположены на контакте этих светлых полос, сложенных плагиоклазом, и основной массы, в таком случае направление роста кристаллов корунда – от основной массы в сторону лейкократовой полосы. Стоит отметить, что кристаллы кианита в зоне 1, а также неполные плагиоклаз – ставролитовые псевдоморфозы по кианиту в зонах 2, 3б тоже расположены на контакте основной массы и лейкократовых полос, причем ориентированы вдоль полосчатости.



Рис. 5. Полосчатость корундсодержащих пород.

Часто мощность этих светлых полос, сложенные плагиоклазом, сильно возрастает, вплоть до образования тел анхимономинеральных плагиоклазитов (рис. 6). Мощность тел анхимономинеральных плагиоклазитов достигает 20 м, их контакты с окружающими породами часто секущие, форма тел сложная, а границы неровные, извилистые. Плагиоклазиты распространены среди всех зон корундсодержащих пород. Вероятно, плагиоклазиты, как и светлые плагиоклазовые полосы, являются десилицированными лейкосомами.

Среди мигматизированных гранатовых амфиболитов в северной части острова залегает небольшое тело клиноцоизитовых амфиболитов с неясными контурами (точка Khi-008Д). В небольшом обнажении (около 1.5 метров в поперечнике) примерно в 2 метрах севернее тела корундсодержащих пород наблюдается постепенный переход от вмещающих гранатовых амфиболитов к клиноцоизитовым породам: сначала в гранатовых амфиболитах исчезает кварц, резко уменьшается количество плагиоклаза, появляются крупные разноориентированные кристаллы клиноцоизита. Далее мы будем называть эти породы клиноцоизитовыми амфиболитами.



Рис. 6. Контакт корундсодержащих пород (вверху справа) с анхимономинеральными плагиоклазитами (внизу слева).

Химический состав пород

Для вмещающих корундсодержащие породы проявления Хитоостров мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи характерны широкие вариации содержания SiO_2 (60–70 вес. %), Al_2O_3 (12–22 вес. %) и $\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{общ}}$ (4–14 вес. %) при невысоком содержании CaO (1.5–5.5 вес. %) (Володичев, 1975, 1990;

Мыскова и др., 2001). Широкие вариации состава кианит-гранат-биотитовых гнейсов в значительной степени обусловлены в разной степени проявленной мигматизацией пород.

По сравнению с вмещающими кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, корундсодержащие породы Хитоострова характеризуются значительно более низким содержанием SiO_2 при более высоком Al_2O_3 и $\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{общ}}$. При этом в корундсодержащих породах, как и во вмещающих гнейсах, содержание этих компонентов варьирует – в данном случае, в зависимости от количества в породах лейкократовых плагиоклазовых прослоев.

Если рассмотреть ряд пород от кианит-гранат-биотитовых гнейсов и корундсодержащих пород (от зоны 1 до зоны 4) до плагиоклазитов, видно закономерное, направленное изменение составов пород в этом ряду (рис. 7).

В зоне 1 корундсодержащих пород (парагенезис $Pl+Bt+Grt+Ky$) происходит резкое снижение содержания SiO_2 , которое далее в породах зон 2-4 остается практически постоянным (рис. 7а). Одновременно с этим в породах зоны 1 резко возрастает содержание Al_2O_3 и Na_2O . Содержание Na_2O , после резкого скачка в породах зоны 1, затем несколько снижается, но все же остается более высоким, чем во вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсах и от пород зоны 2 к породам зоны 4 закономерно возрастает.

Содержание CaO в корундсодержащих породах, а именно, в породах зон 1-3а остаётся таким же, как и во вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсах чупинской толщи. В зоне 3б происходит резкое скачкообразное увеличение содержания в породах CaO – одновременно со столь же резким уменьшением содержания K_2O (рис. 7б).

Плагиоклазиты отличаются значительно меньшим содержанием MgO , $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и TiO_2 , более высоким содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (рис. 7).

Рассмотрим теперь вариации состава вмещающих гранатовых амфиболитов по габбро и клиноцоизитовых амфиболитов. По мере нарастания степени амфиболизации габброидов в них постепенно возрастает содержание Si (от 53.2 до 59.4 вес. % SiO_2), Mg (от 4.11 до 7.61 вес. % MgO), Ca (от 7.82 до 10.10 вес. % CaO), при этом уменьшается содержание Na (от 4.88 до 1.80 вес. % Na_2O). Таким образом, можно наблюдать постепенный переход от амфиболизированных габбро к гранатовым амфиболитам. Гранатовые амфиболиты характеризуются вариациями состава, вызванными в разной степени проявленной мигматизацией: лейкосомы обогащены Si (74.6 против 56.67 вес. % SiO_2), Na (3.21 вес. % против 2.08 вес. % Na_2O) и при этом обеднены Mg, Fe, Ca на фоне мезосом. Состав клиноцоизитовых амфиболитов существенно отличается на фоне

вмещающих гранатовых амфиболитов более высоким содержанием Al (22 вес. % против 14.44 вес. % Al_2O_3), при этом клиноцоизитовые амфиболиты содержат меньше Si (44.5 вес. % против 56.67 вес. % SiO_2), меньше (1.91 вес. % против 2.08 вес. % Na_2O), несколько больше MgO, FeO, CaO. По содержанию Si и (Na + K) исследуемые породы соответствуют ультраосновным магматическим породам нормального ряда, но ультраосновные породы, состоящие в основном из оливина и пироксенов, содержат гораздо меньше Al. Глинозёмистые базальты содержат меньше Al, больше Si и не описаны в Беломорье. Наиболее же близкие по содержанию Al магматические породы – анортозиты – состоят на 90% и более из основного плагиоклаза и содержат существенно меньше Mg и Fe, нежели исследуемые породы.

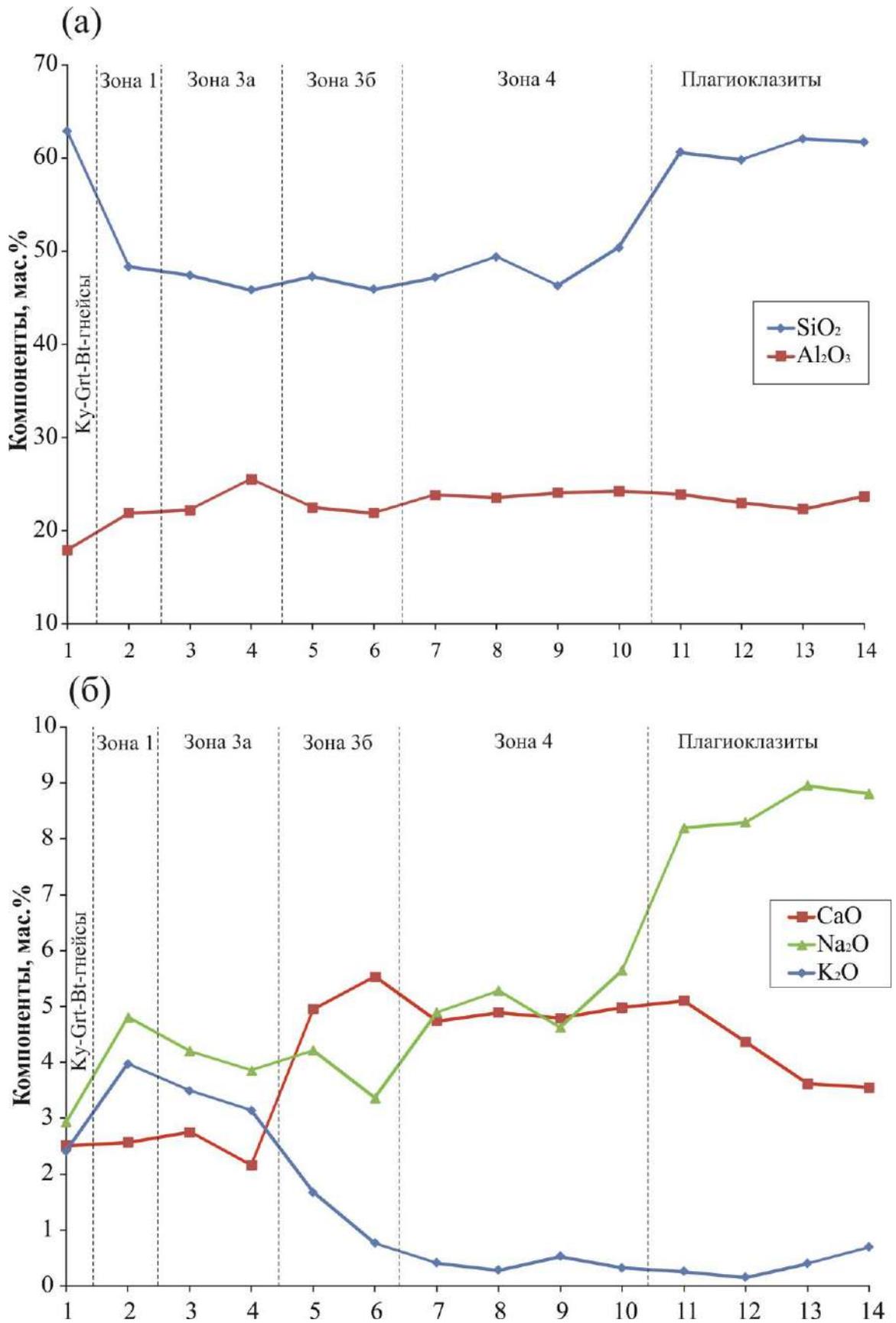


Рис. 7. Вариации содержания некоторых компонентов в ряду от вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсов к корундсодержащим породам (зоны 1–4) и плагиноклазитам. Цифрами обозначены анализы пород в табл. 1 в Приложении 2.

Выводы к главе 1

1. Из обзора литературы следует вывод, что данные о генезисе корундсодержащих пород БПП противоречивы, петрологические и изотопно-геохимические модели не согласуются друг с другом; так, петрологические модели предполагают глубинное происхождение корундсодержащих пород, изотопно-геохимические же допускают участие поверхностных вод в минералообразовании. Очевидно, что необходимо более детальное и разностороннее изучение проявлений корундсодержащих пород.

2. Из геологических наблюдений следует вывод, что корундсодержащие породы проявления Хитоостров являются составной частью сложного зонального тела, приуроченного к кианит-гранат-биотитовым гнейсам чупинской толщи. На северо-западном фланге этого тела распространены породы с парагенезисами $Pl + Grt + Bt + Ky$, $Pl + Grt + Bt + Crn$ (зоны 1, 3а) на юго-восточном фланге – породы с парагенезисами $Pl + Grt + Bt + St$, $Pl + Grt + St + Cam$ (зоны 2, 3б); в центральной части тела – породы с парагенезисом $Pl + Grt + Cam + Crn$ (зона 4).

Глава 2. Петрография метасоматитов и вмещающих пород проявления Хитоостров

2.1. Петрографическая характеристика вмещающих пород

По результатам петрографического изучения шлифов метаморфические породы проявления Хитоостров представлены следующими разновидностями: метаморфизованные габбро, апогаббровые гранатые и безгранатые амфиболиты, гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые гнейсы, иногда с мусковитом.

(Кианит)-гранат-биотитовые гнейсы – полосчатые, интенсивно мигматизированные мелко-среднезернистые породы от темно-серого до светло-серого цвета (рис. 8а, б), часто – с линзами мелкозернистых гранат-биотитовых пород.



а



б

Рис. 8. Гнейсы чупинской толщи в обнажении: а - гранат-биотитовые, б - кианит-гранат-биотитовые.

(Кианит)-гранат-биотитовые гнейсы сложены следующими минералами: биотит – 20 – 50%, гранат – 10 – 25%, плагиоклаз – 15 – 25%, кварц – 15 – 35%, кианит – до 5%, мусковит, рутил, циркон, орц – единичные зёрна. Текстура гнейсовидная, ориентированная (ориентированы листочки биотита), может быть также пятнистой (светлые пятна – скопления кварца и плагиоклаза), структура породы гранобластовая до порфиробластовой (в местах распространения порфиробластов граната), мелко-среднезернистая до крупнозернистой, неравномернозернистая. Идиоморфны гранат, биотит. Иногда диагностируются слабые вторичные изменения по плагиоклазу (пелитизация, серицитизация). Кианит-гранат-биотитовые гнейсы, помимо вышеперечисленных минералов, иногда содержат – мусковит (0 – 5%), или калиевый полевой шпат (единичные зерна).

Метаморфизованное габбро – однородные, массивные мелко-среднезернистые породы тёмно-серого цвета (рис. 9), мигматизированы слабо, встречаются лишь единичные лейкосомы.



Рис. 9. Метагаббро в обнажении

В метаморфизованных габбро встречаются следующие минералы: гранат – 5 – 40%, клинопироксен – 0 – 25%, кальциевый амфибол – 10 – 60%, плагиоклаз – 10 – 40%, биотит – 0 – 10%, кварц – 5 – 10%, ильменит, титанит, алланит – единичные зёрна. Текстура пород массивная, местами сохраняется первично-магматическая (габбровая) текстура. Структура гранобластовая, средне – мелкозернистая, неравномернозернистая. Кальциевый амфибол, клинопироксен, гранат и биотит идиоморфны. Кальциевый амфибол иногда наблюдается в виде скоплений, окружающих клинопироксен, ильменит; ильменит также нередко окружен титанитом.

Амфиболиты – полосчатые, интенсивно мигматизированные, сильно неоднородные средне-крупнозернистые породы светло- до темно-серого цвета (рис. 10, 11). От метагаббро отличаются отсутствием реликтов первичной габбровой структуры, полосчатой текстурой, порфиронематобластовой структурой (размер порфиробластов граната достигает 3 см).



Рис. 10. Гранатовые амфиболиты в обнажении (место отбора пробы КН1-008В).



Рис. 11. Безгранатовые амфиболиты в обнажении

Минеральный состав амфиболитов варьирует: кальциевый амфибол (40–60%), плагиоклаз (20–40%), гранат (10–20%), кварц (около 10%), биотит, циркон, титанит, непрозрачные рудные минералы – единичные зёрна. Иногда в амфиболитах встречается крупный клинопироксен травяно-зеленого цвета (порфиробласты до 1 см. и более). Отметим, что породы приобретают неоднородность за счет мигматизации: в лейкосоме существенно, возрастает количество кварца, плагиоклаза и граната, в то время как в

мезосоме этих минералов существенно меньше, зато возрастает количество кальциевого амфибола. Текстура гнейсовидная, выражена полосчатость. Структура гранобластовая до порфиробластовой (в разновидностях с очень крупным гранатом), мелко – среднезернистая до крупнозернистой, неравномернозернистая. Кальциевый амфибол, гранат идиоморфны.

2.2. Петрографическая характеристика тел метасоматитов

В шлифах корундсодержащих пород присутствуют следующие минералы: плагиоклаз, амфиболы (моноклинный желтовато-зеленый кальциевый амфибол и желтоватый до бесцветного ромбический амфибол – жедрит), биотит, гранат, кианит, ставролит, корунд, рутил, ильменит, апатит, циркон, хлорит. По результатам петрографического изучения шлифов выявлен ряд петрографических разновидностей метасоматитов (табл. 1). Все эти разновидности в дальнейшем, там, где не требуется уточнений, мы будем объединять в единый комплекс корундсодержащих пород.

Табл. 1. Разновидности метасоматитов и ассоциирующих с ними плагиоклазитов проявления Хитоостров. В скобках указаны реликтовые минералы.

Положение в зональности	Минеральные ассоциации
Исходный гнейс	$Pl + Bt + Grt + Ky + Qz$
Зона 1	$Pl + Bt + Grt + Ky$
Зона 2	$Pl + Bt + Grt + St (no Ky)$
	$Pl + Bt + Grt + St$
	$Pl + Bt + Grt + Ged + St$
Зона 3а	$Pl + Bt + Grt + Crn + (St no Ky)$
	$Pl + Bt + Crn + (St no Ky)$
	$Pl + Bt + Grt + Crn + (St)$
	$Pl + Grt + Crn + (St no Ky)$
	$Pl + Bt + Grt + Crn + (Ky)$
Зона 3б	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + St (no Ky)$
	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + St (no Ky)$
	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + St$
	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + St$
Зона 4	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + (St) + Crn$
	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + (St) + Crn$
	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + Crn$
	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged$
Плагиоклазиты	$Pl + Bt + Grt$

	$Pl + Bt + Cam$
	$Pl + Bt + Ms$
	$Pl + Bt$
	$Pl + Grt$

Примечание: здесь и далее обозначения минералов – по Whitney, Evans, 2010.

По минеральному составу и соотношениям минералов корундсодержащие породы очень неоднородны даже в масштабе шлифа (рис. 12).

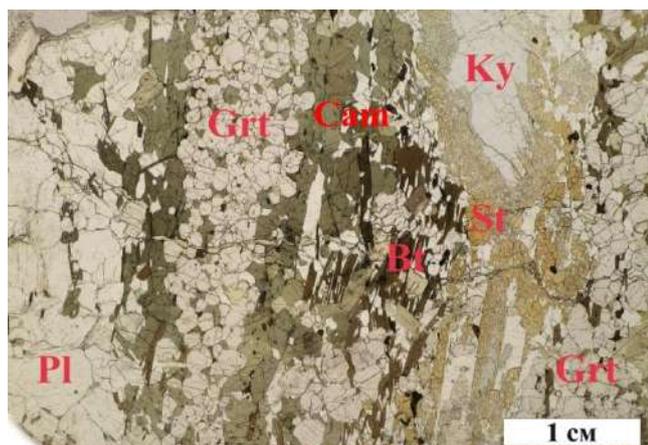


Рис. 12. Неоднородность распределения минералов в шлифе корундсодержащей породы. Шлиф X-26b из коллекции Н.С. Серебрякова. Фото в проходящем свете, без анализатора.

Зона 1. Породы этой зоны – тёмно-серые, полосчатые кианит-гранат-биотит-плагиоклазовые породы, по внешнему виду схожие с мигматизированными кианит-гранат-биотитовыми гнейсами чупинской толщи. Их особенности – полное отсутствие кварца и крупные, до гигантских, кристаллы кианита (рис. 13) – значительно крупнее, чем во вмещающих гнейсах. Породы этой зоны характеризуются ориентированной текстурой, гранобластовой или порфиробластовой, мелко-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Присутствуют следующие минералы: гранат, биотит, кианит, плагиоклаз, мусковит, рутил, циркон, непрозрачные рудные минералы. Процентные соотношения: биотит – 20–50%, гранат – 10–25%, плагиоклаз – 15–25%, кианит (около 10%), прочие минералы – единичные зёрна. Гранат и биотит идиоморфны.

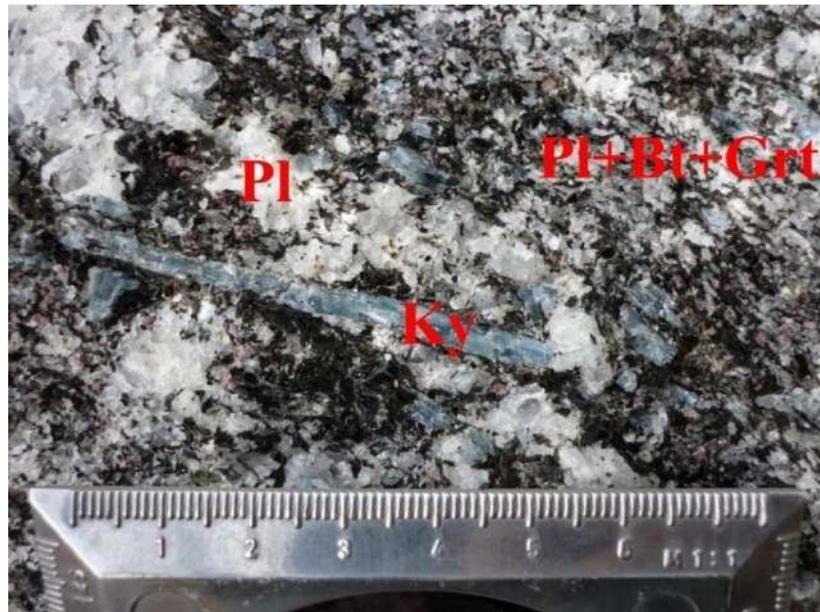


Рис. 13. Крупный кристалл кианита в зоне 1.

Зона 2. В этой зоне представлены гранат-биотит- плагиоклазовые породы с псевдоморфозами ставролита по кианиту (рис. 14). Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфиробластовой структурой (порфиробласты – ставролит, гранат), крупно-среднезернистые, неравномернoзернистые.

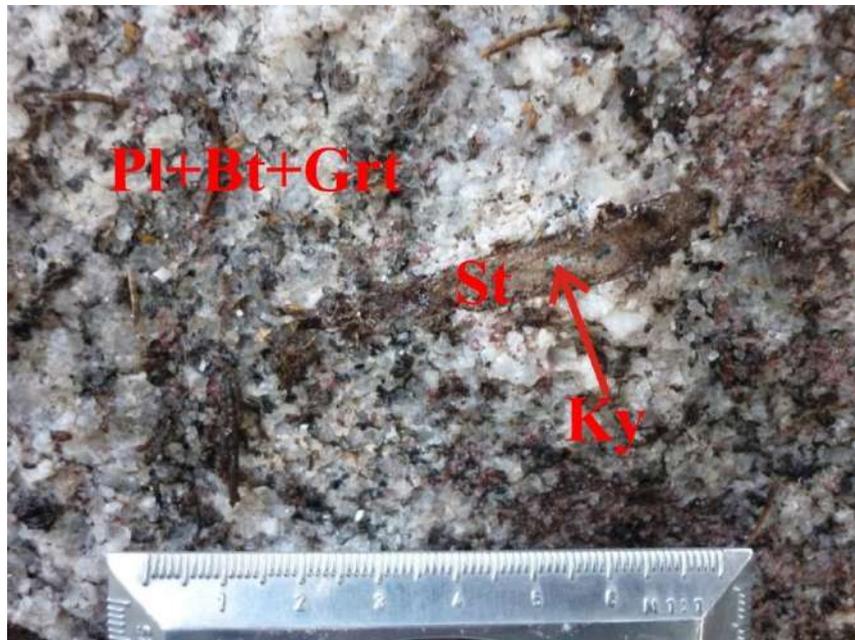


Рис. 14. Неполная плагиоклаз-ставролитовая псевдоморфоза по кианиту в зоне 2

Эти породы сложены следующими минералами: плагиоклаз – 50%, биотит – 20%, гранат – 15%, ставролит – 10%, кианит – 5%, ильменит, рутил, циркон – единичные зёрна. В них идиоморфны биотит и гранат. Плагиоклаз местами зональный. В шлифах

наблюдаются реакционные структуры: крупные порфиробласты кианита окружены плагиоклаз-ставролитовыми симплектитами (рис. 15) или даже нацело в них превращены; гранат отделен от ставролита каймой плагиоклаза.

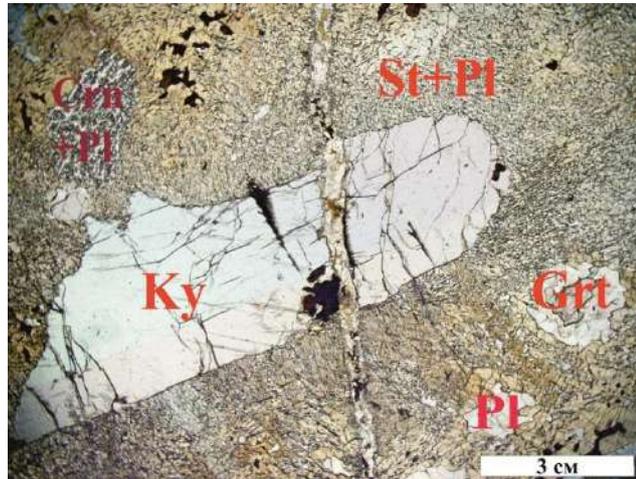


Рис. 15. Плагиоклаз – ставролитовые симплектиты вокруг порфиробласта кианита в зоне 2

Зона 3а. Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфиробластовой структурой (порфиробласты – ставролит, гранат, корунд), крупно-среднезернистые, неравномернозернистые. Породы сложены следующими минералами: плагиоклаз – около 50%, биотит – 15–20%, гранат – 10–15%, ставролит – 5–10%, корунд – 5–10%, кианит – до 5%, ильменит, рутил, циркон – единичные зёрна. Идиоморфны биотит, гранат. Плагиоклаз местами зональный. Реакционные структуры: плагиоклаз-ставролитовые симплектиты на месте крупных кристаллов кианита, среди которых изредка начинают развиваться корунд-плагиоклазовые симплектиты (рис. 16).

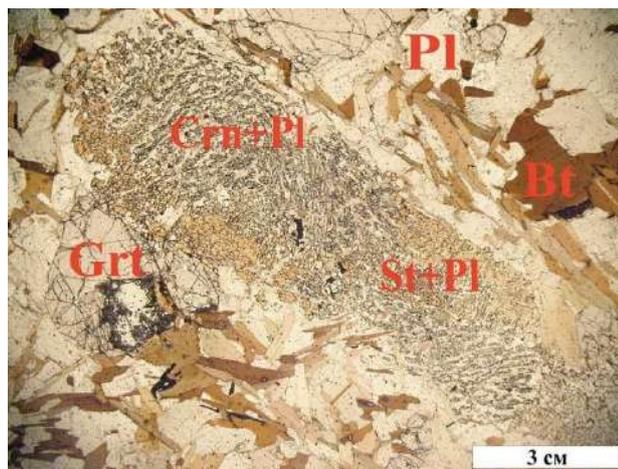


Рис. 16. Плагиоклаз – ставролитовые и корунд – плагиоклазовые симплектиты на месте кристалла кианита в зоне 3а. Фото в проходящем свете, без анализатора.

В этой зоне корунд может присутствовать в виде порфиробластов размером 1–2 см. В таком случае крупные корунда нередко окружены тонкой кианитовой каймой (рис. 17).

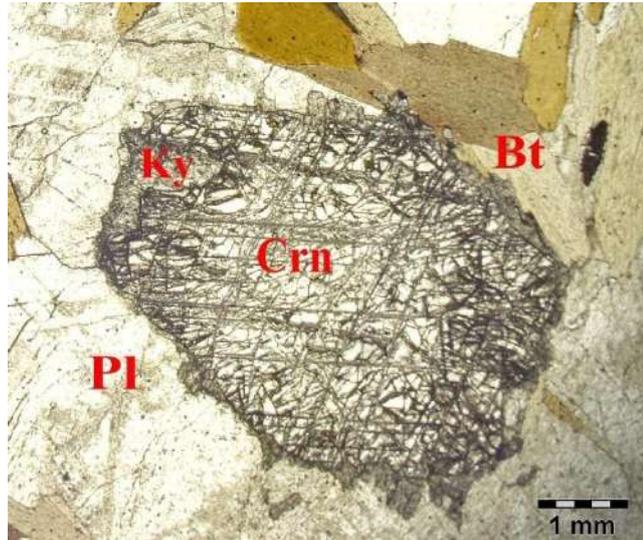


Рис. 17. Крупный порфиробласт корунда в окружении кианитовой каймы (зона 3а). Фото в проходящем свете, без анализатора.

Зона 3б. Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфирогранобластовой структурой (порфиробласты – ставролит, гранат), крупно-среднезернистые, неравномернозернистые. Породы сложены следующими минералами: плагиоклаз – 50%, биотит – 10–15%, гранат – 10–15%, ставролит – 5–10%, корунд – 5–10%, кианит – до 5%, ильменит, рутил, циркон – единичные зёрна. В этой зоне появляется кальциевый амфибол, обычно в небольших количествах (5–10%). Идиоморфны биотит, гранат, кальциевый амфибол. Плагиоклаз местами зональный. Реакционные структуры: крупные порфиробласты кианита окружены плагиоклаз-ставролитовыми симплектитамии или даже нацело в них превращены. Часто отмечают срастания биотита и кальциевого амфибола (см. ниже).

Зона 4. Текстура пород меняется от массивной до полосчатой и пятнистой. Структура крупно-среднезернистая, неравномернозернистая (особенно сильно варьирует размер зёрен граната – примерно от 1 мм до 1 см), гранобластовая до порфиробластовой при наличии крупных зерен корунда, ставролита, граната. Среди главных минералов, как правило, преобладает плагиоклаз, но количество его крайне непостоянно – от 10 до 80%. Характерны также биотит (5–15%), гранат (около 20%), количество кальциевого амфибола варьирует от 10 до 40%. Кианит здесь отсутствует, но зато появляются крупные кристаллы корунда. В ней же присутствует редкий минерал натрожедрит (рис. 18), описанный в работах предшественников (Серебряков, 2004). Эпизодически встречается

ставролит, зачастую – в составе симплектитов. Гранат, биотит, амфиболы идиоморфны. Размеры порфиробластов ставролита – до 2 см, присутствуют удлиненные кристаллы корунда розового цвета размером до 6 см в длину, около 1–2 см шириной. В основной массе породы они часто окружены скоплениями кальциевого амфибола и граната.

Среди реакционных структур отмечаются корунд-плаггиоклазовые и натрожедрит-корунд-плаггиоклазовые симплектиты вокруг зёрен ставролита (рис. 18). Ставролит в таких реакционных структурах, а также за их пределами иногда встречается в виде реликтов среди ромбического амфибола. По всей видимости, жедрит – корунд – плаггиоклазовые симплектиты развиваются по ставролиту.

Часто отмечаются сростания биотита и кальциевого амфибола (рис. 19). Ставролит в таких реакционных структурах, а также за их пределами иногда встречается в виде реликтов среди натрожедрита, а также среди кальциевого амфибола. Гранат обычно отделен от симплектитов каймой плаггиоклаза. Иногда встречаются атолловые гранаты (рис. 20).

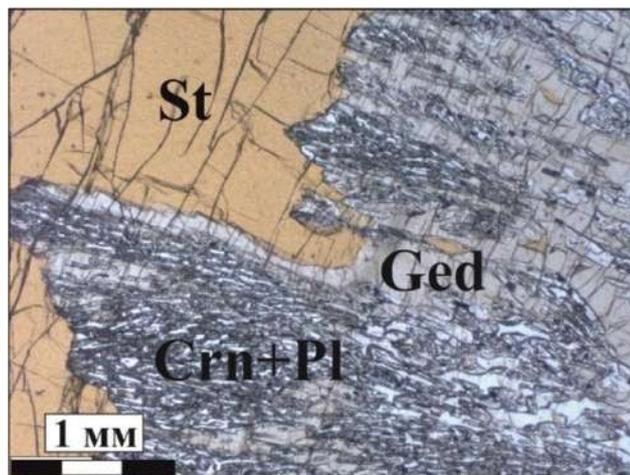


Рис. 18. Корунд-жедрит-плаггиоклазовые симплектиты в зоне 4. Фото в проходящем свете, без анализатора.

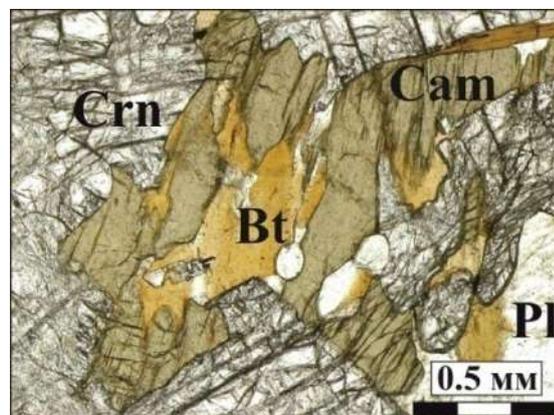


Рис. 19. Реакционные сростания биотита и кальциевого амфибола в корундсодержащих породах (зона 4). Фото в проходящем свете, без анализатора.

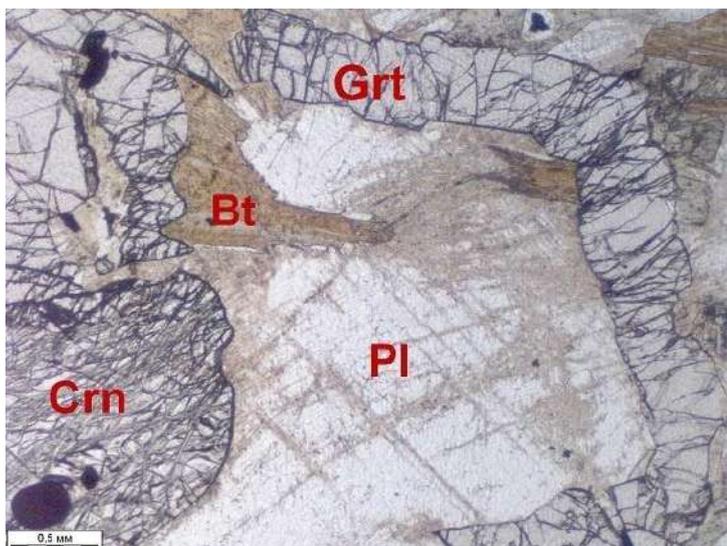


Рис. 20. Атоллвый гранат в породах с корундом (зона 4). Фото в проходящем свете, без анализатора.

Корунд может встречаться в виде крупных идиоморфных кристаллов. Он рассечен многочисленными трещинами, заполненными диаспором, в нём также присутствуют включения парагонита, отсутствующего в матрице корундсодержащей породы (рис. 21).

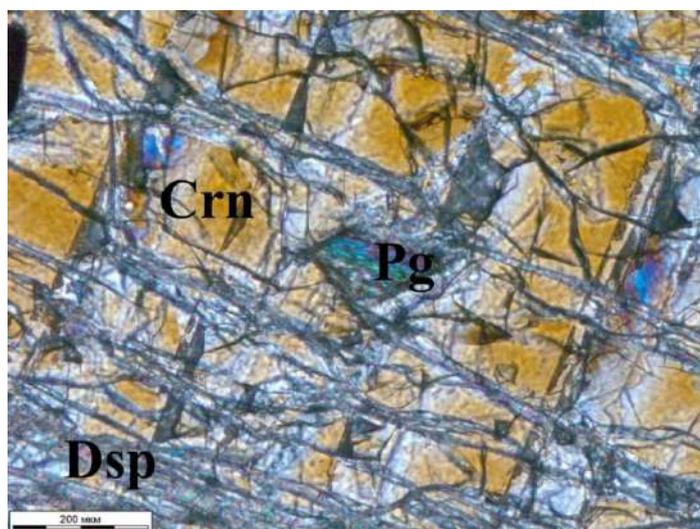


Рис. 21. Трещины, заполненные диаспором, и включения парагонита в корунде. Фото в проходящем свете, с анализатором.

Кристаллы корунда основной массе породы часто окружены скоплениями кальциевого амфибола и граната (рис. 22).

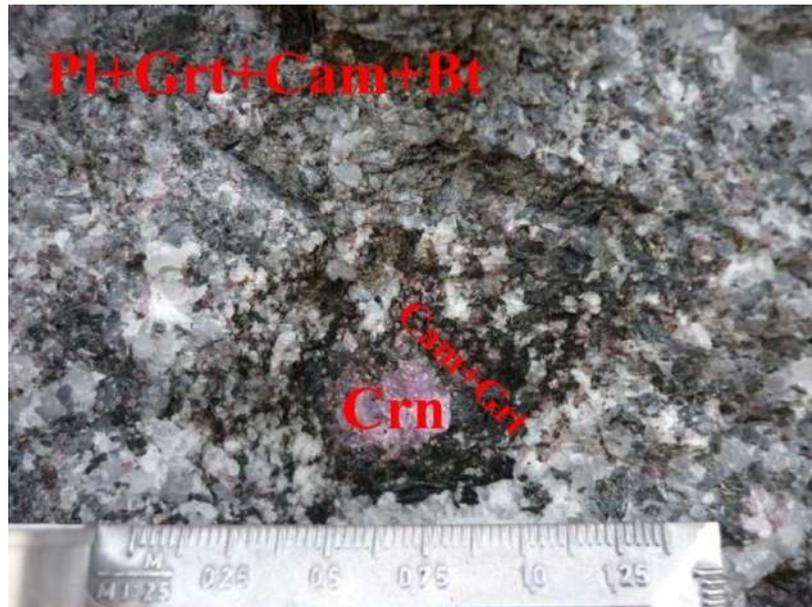


Рис. 22. Крупный кристалл корунда в породе

В корундсодержащих метасоматитах всех зон в значимом количестве присутствует рутил. Иногда рутил наблюдается в виде гнёзд, где его идиоморфные кристаллики соседствуют с пиритом.

Ильменит распространён менее широко, чем рутил, в виде зёрен разнообразной формы, часто расположен у границ зёрен ставролита, отделен от него каймой плагиоклаза. Иногда ильменит встречается в виде ламелей в жедрите (рис. 23).

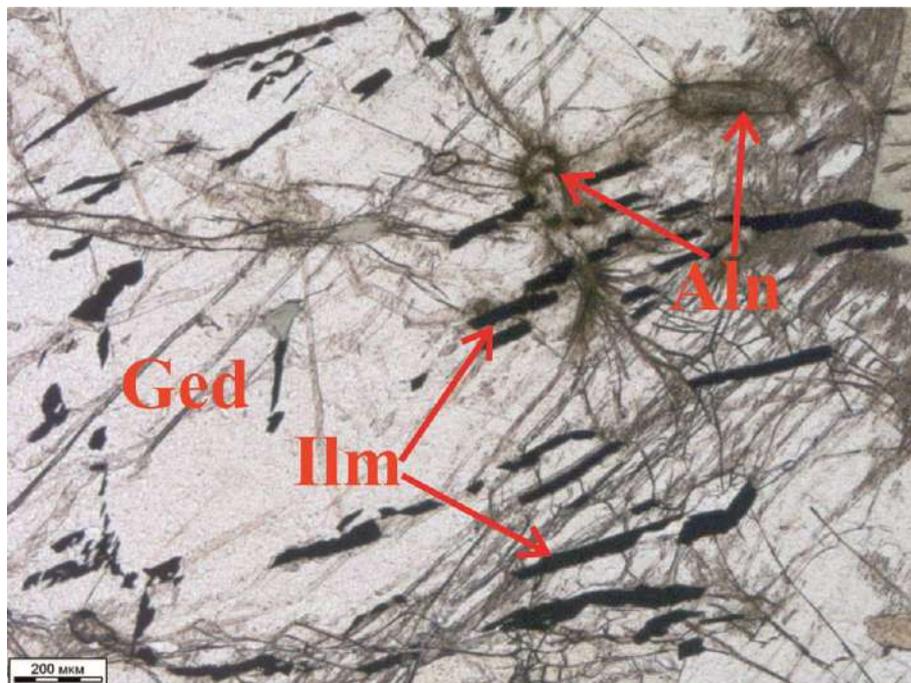


Рис. 23. Ильменит в натрожедрите. Фото в проходящем свете, без анализатора.

В породах всех зон в разной степени проявлены поздние вторичные изменения: хлоритизация биотита и амфиболов, развитие мусковита по биотиту, пелитизация плагиоклаза.

Плагиоклазиты характеризуются пятнистой текстурой, гранобластовой, средне-крупнозернистой, неравномернозернистой структурой. Главным минералом является олигоклаз (обычно – слабо зональный), количество которого в породах 90% и более. В небольших количествах могут встречаться гранат, биотит, кальциевый амфибол, мусковит, циркон, рутил, непрозрачные рудные минералы. Реакционных структур в плагиоклазитах не наблюдается. Вторичные изменения: пелитизация и серицитизация плагиоклаза.

Клиноцоизитовые амфиболиты. Породы темно-серого цвета с крупными порфиробластами граната и крупными разноориентированными длиннопризматическими кристаллами клиноцоизита (рис. 24). В них присутствуют следующие минералы: голубовато – зеленый кальциевый амфибол (50–70%), плагиоклаз (10–40%), гранат (10–30%), клиноцоизит (10–20%), биотит, кварц, эпидот, титанит, циркон, алланит, апатит – единичные зерна. Текстура пятнистая, структура порфиробластовая (порфиробласты граната до 3 см), крупно – среднезернистая, неравномернозернистая. Кальциевый амфибол, гранат, клиноцоизит идиоморфны. Клиноцоизит иногда встречается в виде крупных вростков в гранате.



Рис. 24. Измененный амфиболит с клиноцоизитом и крупным гранатом

Иногда наблюдаются реакционные структуры: амфибол – плагиоклазовые симплектиты по гранату (рис. 25), клиноцоизит – плагиоклазовые симплектиты,

замещение кальциевого амфибола клиноцоизитом. Отмечается немного вторичных изменений по плагиоклазу и амфиболу.

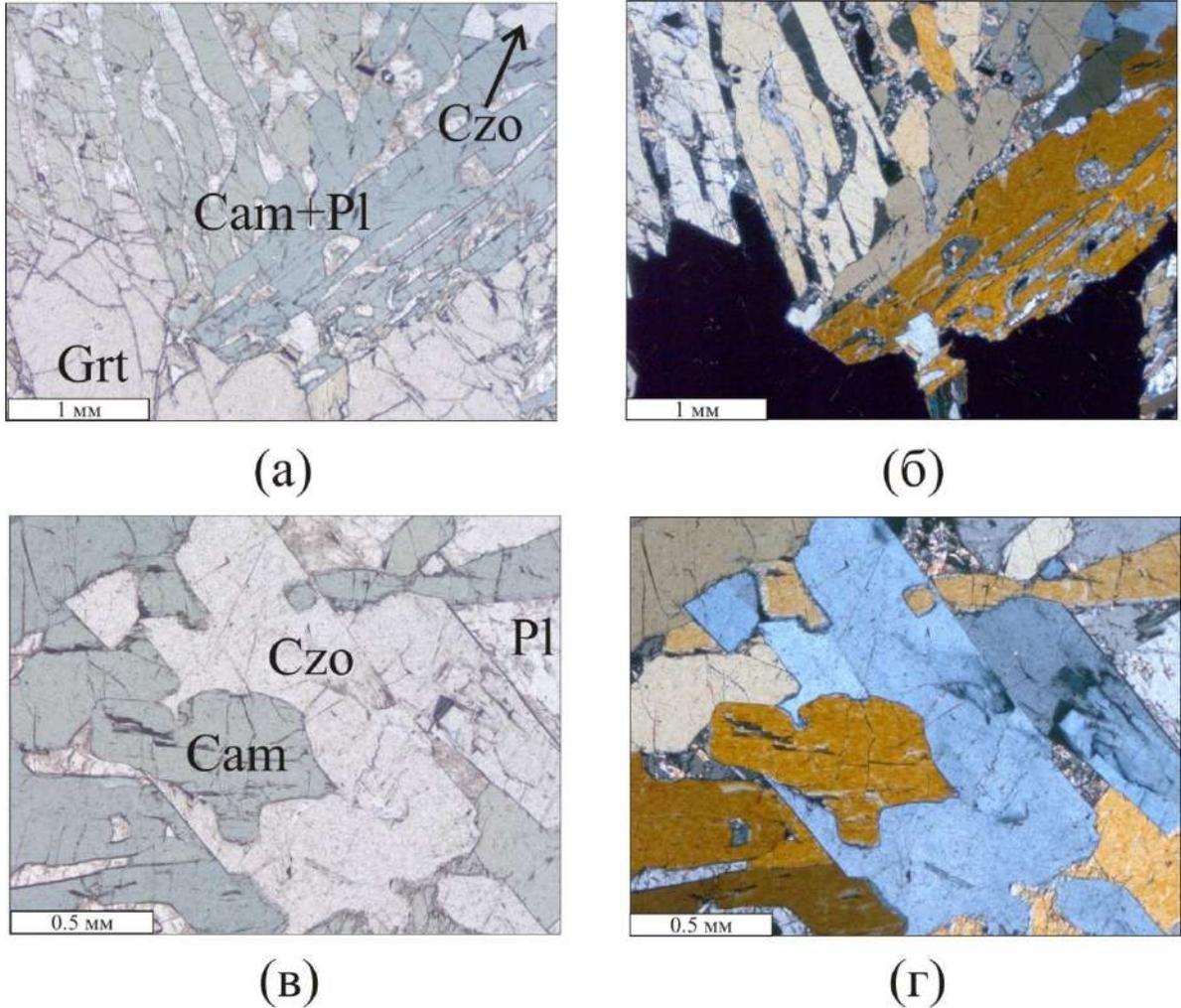


Рис. 25. Фотографии прозрачно-полированного шлифа клиноцоизитового амфиболита (образец КН1-008Д): а – развитие плагиоклаз-амфиболовых симплектитов вокруг граната, в проходящем свете, без анализатора; б – то же, с анализатором; в – замещение кальциевого амфибола клиноцоизитом, в проходящем свете, без анализатора; г – то же, с анализатором.

Выводы к главе 2

1. По результатам петрографического анализа выявлено, что зональность тела корундсодержащих пород обусловлена закономерной сменой парагенезисов: вначале в кианит-гранат-биотитовых гнейсах исчезает кварц и укрупняются кристаллы кианита; затем появляется ставролит, развивающийся в виде плагиоклаз-ставролитовых симплектитов вокруг кианита, далее появляется корунд, вначале – в виде корунд-плагиоклазовых симплектитов, а потом уже и в виде крупных порфиробластов; биотит

замещается кальциевым амфиболом, а ставролит – натрожедрит-корунд-плагиоклазовыми симплектитами.

2. В ассоциации с корундсодержащими породами присутствуют плагиоклазиты и клиноцоизитовые амфиболиты. Последние также связаны с вмещающими породами (гранатовыми амфиболитами) постепенным переходом: в гранатовых амфиболитах исчезает кварц, затем формируются амфибол – плагиоклазовые симплектиты по гранату, клиноцоизит – плагиоклазовые симплектиты, далее происходит замещение кальциевого амфибола клиноцоизитом.

Глава 3. Общая характеристика состава минералов пород проявления Хитоостров

В породах проявления Хитоостров выявлено 30 минеральных видов (табл. 2).

Таблица 2. Распределение минералов в породах проявления Хитоостров

№	Минерал	Формула	Породы			
			Ку-Grt-Bt- гнейсы	Сrn- пород ы	Grt- амфиболит ы	Сzo- амфиболит ы
1	Пирит	FeS ₂	×	×	×	×
2	Кварц	SiO ₂	■		■	
3	Рутил	TiO ₂	×	×	×	×
4	Корунд	Al ₂ O ₃		×		
5	Ильменит	Fe ²⁺ TiO ₃	×	×	×	×
6	Диаспор	AlO(OH)		×		
7	Кианит	Al ₂ (SiO ₄)O	●	●		
8	Циркон	Zr(SiO ₄)	×	×	×	×
9	Альмандин	Fe ²⁺ ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	■	■	■	■
10	Титанит	CaTi(SiO ₄)O			×	×
11	Ставролит	Fe ²⁺ ₂ Al ₉ Si ₄ O ₂₃ (OH)		●		
12	Клиноцоизит	(Ca ₂)(Al ₃)(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)				■
13	Эпидот	Ca ₂ (Al ₂ Fe ³⁺)(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)				×
14	Ферриэпидот	Ca ₂ (Fe ³⁺ ₂ Al)(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)				×
15	Алланит-Се	(CaCe)(Al ₂ Fe ²⁺)(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)	×	×	×	×
16	Диопсид	CaMgSi ₂ O ₆			●	
17	Нагрожедрит	NaMg ₂ (Mg ₃ Al ₂)(Al ₃ Si ₅ O ₂₂)(OH) ₂		●		
18	Mg-горнблендит	□Ca ₂ (Mg ₄ Al)(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂			■	
19	Чермакит	□Ca ₂ ((Mg, Fe) ₃ Al ₂)(Al ₂ Si ₆ O ₂₂)(OH) ₂		■		■
20	Паргасит	NaCa ₂ ((Mg, Fe) ₄ Al)(Si ₆ Al ₂)O ₂₂ (OH) ₂				■
21	Саданагаит	NaCa ₂ ((Mg,				■

		$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{Si}_5\text{Al}_3\text{O}_{22})(\text{OH})_2$				
22	Барруазит	$\square(\text{CaNa})(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{AlSi}_7\text{O}_{22})(\text{OH})_2$		■		
23	Мусковит	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	×	×		
24	Парагонит	$\text{NaAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$		×		
25	Флогопит	$\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	■	■	■	●
26	Маргарит	$\text{CaAl}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$				×
27	Клинохлор	$\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$	×	×	×	×
28	Плагиоклаз	$(\text{Na,Ca})[\text{Al}(\text{Si,Al})\text{Si}_2\text{O}_8]$	■	■	■	■
29	Кальцит	CaCO_3		×	×	
30	Фторапатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	×	×	×	×

Примечание. В таблице приведены идеальные формулы минералов. Минералы: ■ – главные (>5 об. %), ● – второстепенные (1 – 5 об. %), × - акцессорные (< 1 об. %).

Таблицы составов главных, второстепенных и некоторых рудных и акцессорных минералов Хитоострова помещены в Приложении 3.

3.1. Состав минералов корундсодержащих пород

Кальциевые и натрово-кальциевые амфиболы из корундсодержащих пород демонстрируют широкие вариации состава, образуя ряд чермакит-саданагаит-барруазит и ферричермакит-феррисаданагаит-феррибарруазит (высокое расчётное содержание Fe^{3+}). То есть, согласно классификации (Leake et al., 1997, 2004, Hawthorne et al., 2012), это 6 разных минеральных видов (рис. 26, 27), которые далее мы будем объединять под названиями – кальциевый амфибол и натрово-кальциевый амфибол, поскольку составы кальциевых амфиболов и натрово-кальциевых амфиболов образуют единый непрерывный ряд и никаких закономерностей в распределении разных минеральных видов в пределах исследуемых образцов не выявлено. Амфиболы отличаются повышенной магниальностью ($x_{\text{Mg}} \geq 0.75$). Содержание титана 0.05–0.18 ф.к., $^{\text{B}}\text{Ca}/^{\text{B}}(\text{Ca}+\text{Na})$ в среднем 0.70–0.80, $^{\text{C}}(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti})$ в среднем 2.22–2.63, $^{\text{A}}(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})$ в среднем 0.23-0.52 (позиция А заполнена частично).

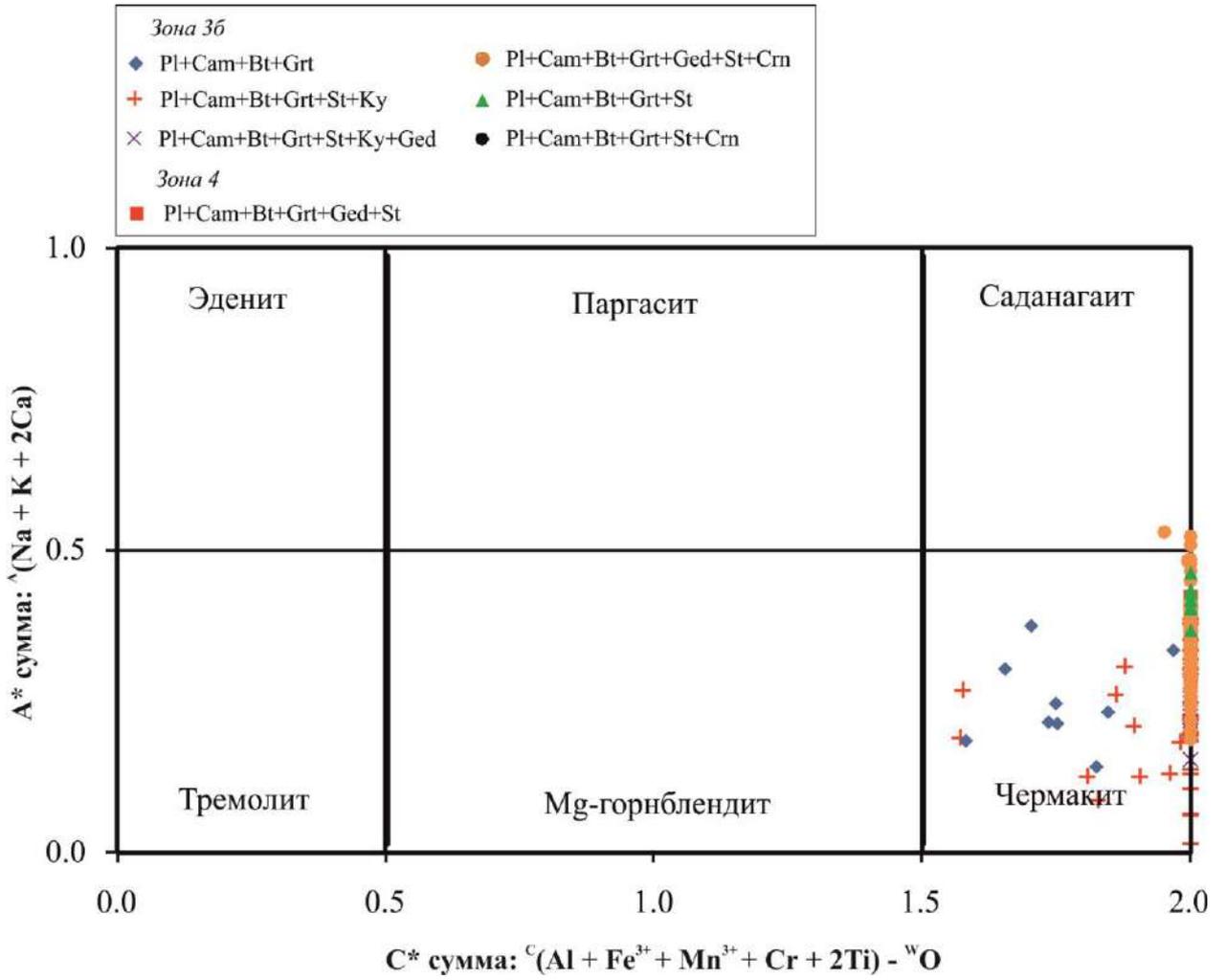


Рис. 26. Состав кальциевых амфиболов из корундсодержащих пород Хитоострова на классификационной диаграмме (по Hawthorne et al., 2012).

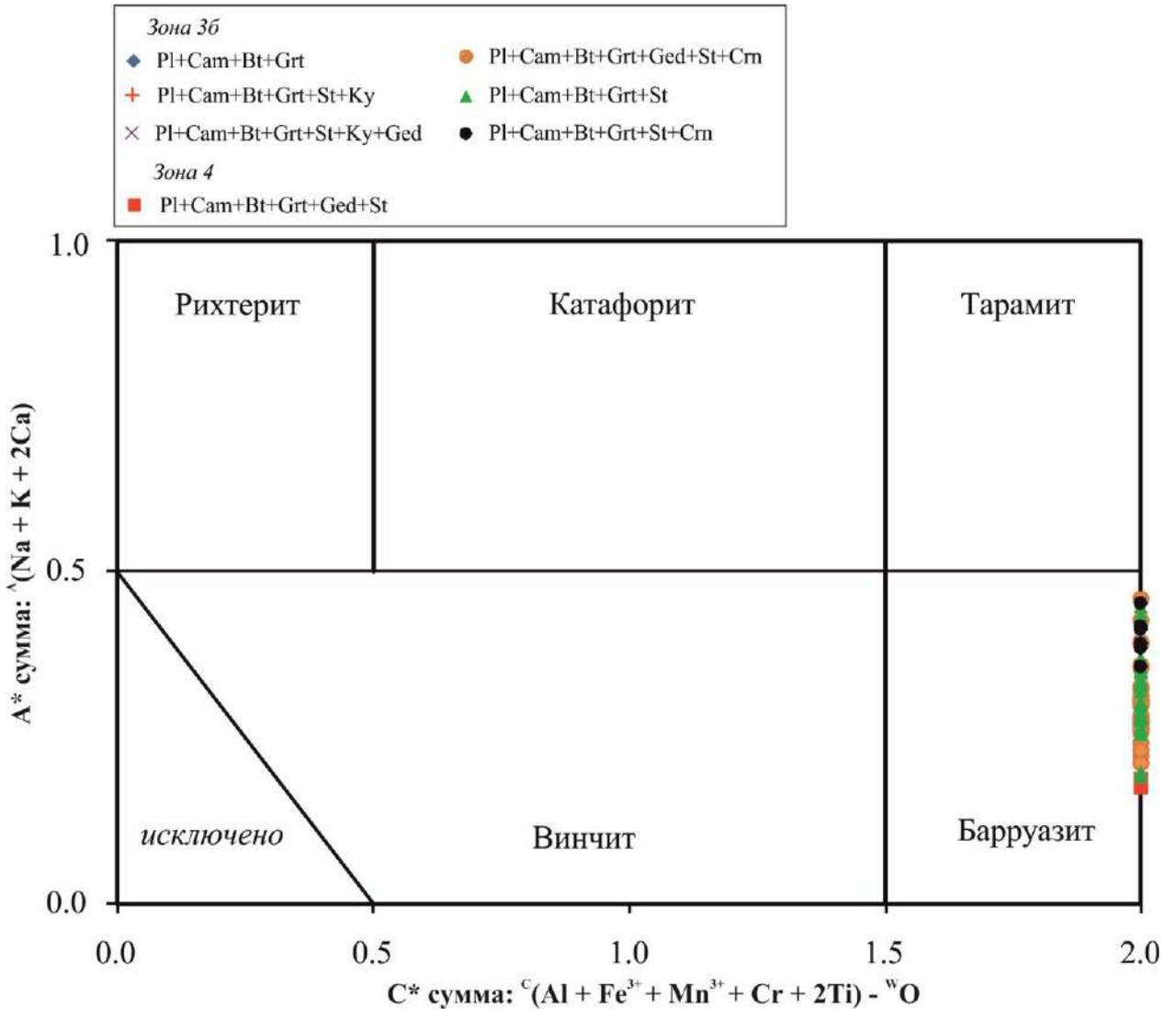


Рис. 27. Состав натрово-кальциевых амфиболов из корундсодержащих пород Хитоострова на классификационной диаграмме (по Hawthorne et al., 2012).

Состав кальциевых амфиболов сильно варьирует от зоны 3б к зоне 4: закономерно возрастает глинозёмистость (а именно, CAl), содержание щелочей (рис. 28 а, б). При этом падает содержание BCa , поэтому Na входит в позицию В (переход от чермакитов к барруазитам), в то время как позиция А остаётся частично незаполненной. Кальциевые амфиболы гранатовых амфиболитов (магнезиогорнблендиты) отличаются от кальциевых амфиболов в породах с корундом значительно меньшей глинозёмистостью (${}^TAl = 1.1-1.7$ ф.к., ${}^CAl = 0.7-0.9$ ф.к.).

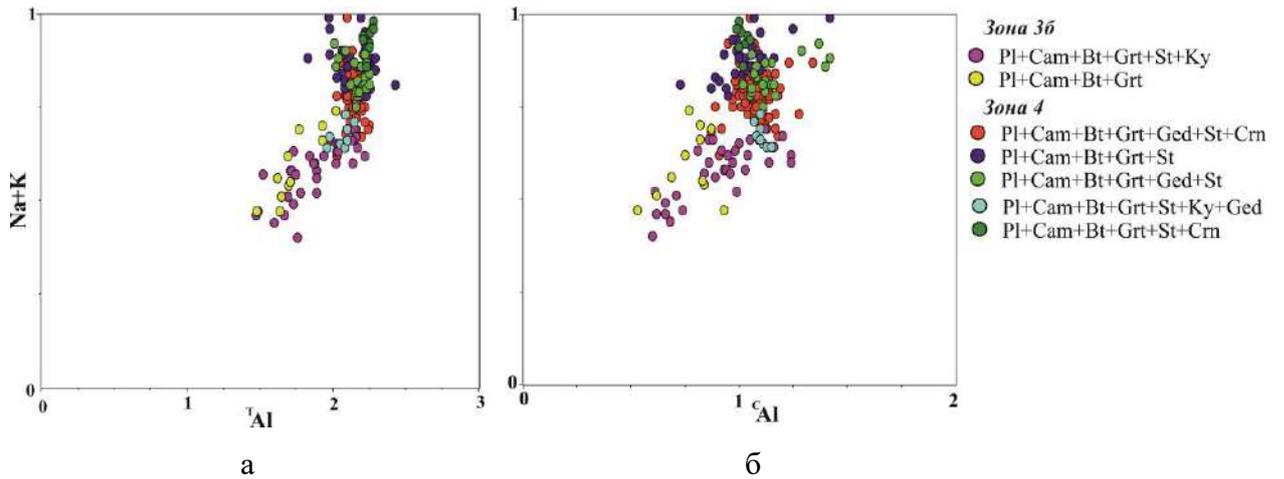


Рис. 28. Зависимость T_{Al} (а) и C_{Al} (б) от суммы щелочей в амфиболах из пород Хитоострова.

Нагрожедрит из корундсодержащих пород Хитоострова характеризуется высоким содержанием натрия (0.67–0.98 ф.к.) (рис. 29), относительно постоянной магниальностью: $\chi_{Mg} = 0.7–0.8$, высокой глинозёмистостью ($T_{Al} = 2.0–2.5$ ф.к., $C_{Al} = 1.2–1.8$ ф.к), низким содержанием Ti (0.02–0.07 ф.к.) (но при этом, заметим, в жедрите часто отмечаются ламели ильменита).

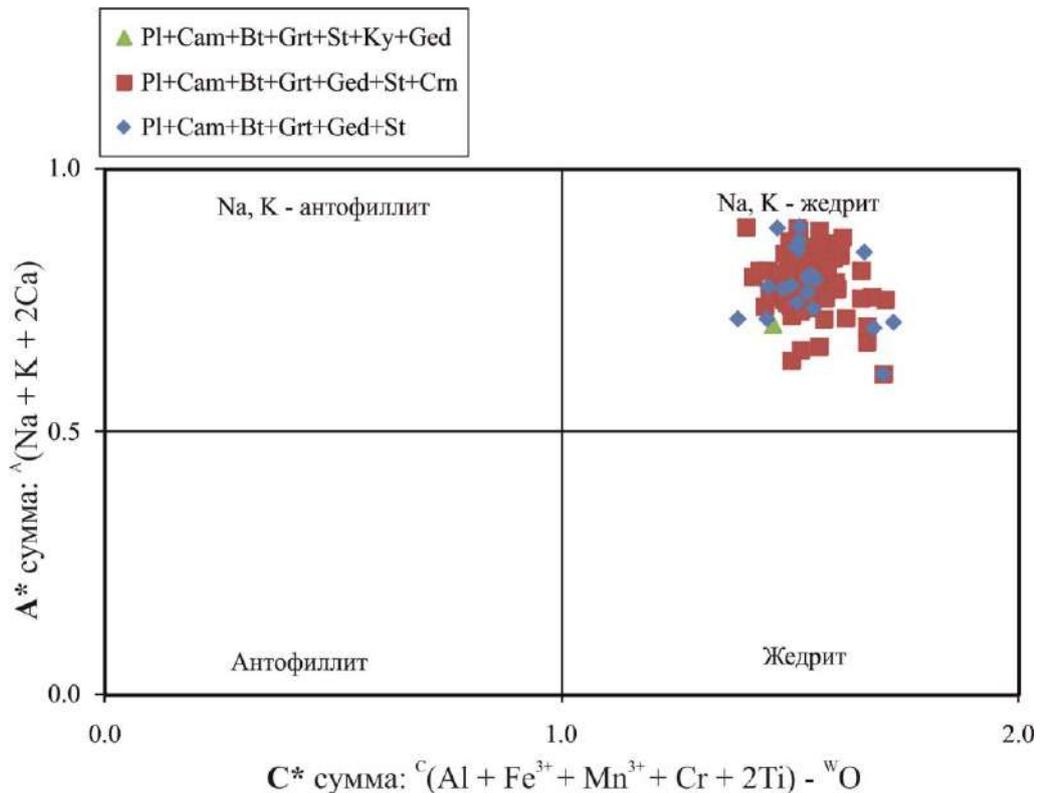


Рис. 29. Состав жедритов из корундсодержащих пород Хитоострова на классификационной диаграмме (по Hawthorne et al., 2012).

Биотит в корундсодержащих породах представлен железистым флогопитом ($TAl = 1.1-1.5$ ф.к., $DAl = 0.2-0.8$ ф.к.), он магнезиальный ($x_{Mg} = 0.54 - 0.95$, где $x_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ (Mg, Fe – ф.к.)) (рис. 30), содержит значимое количество натрия ($A_{Na}/A_{(K+Na)}$ до 0.27) (рис. 31).

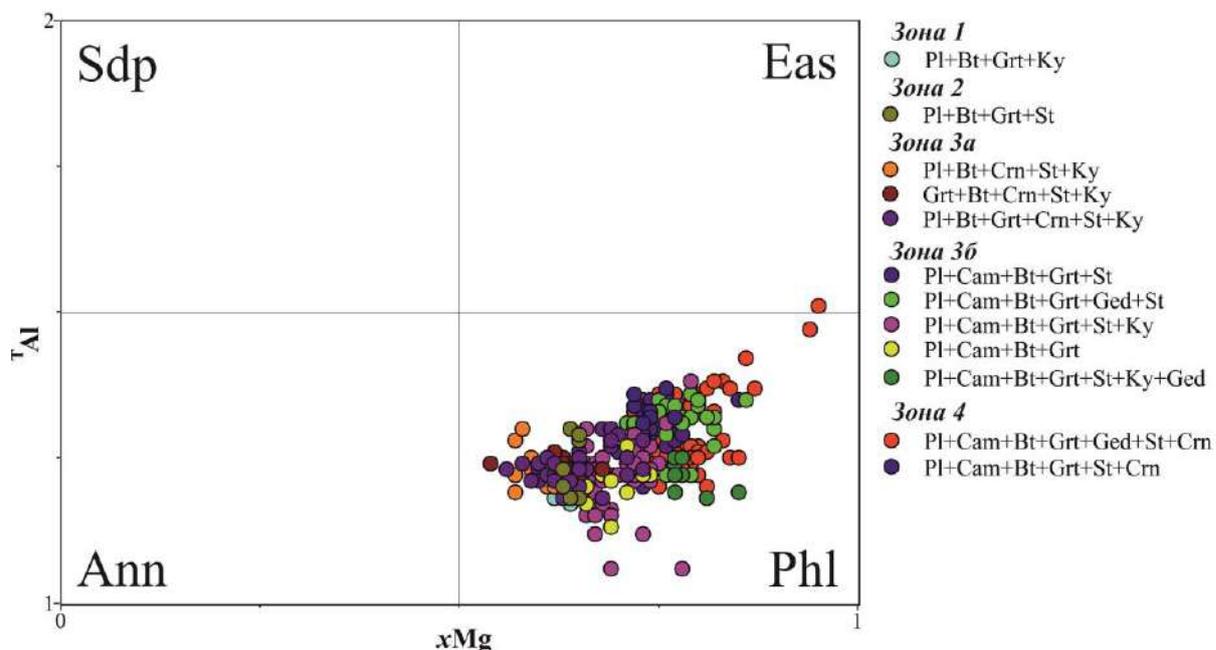


Рис. 30. Состав биотитов из корундсодержащих пород Хитоострова на классификационной диаграмме (по Rieder et al., 1998).

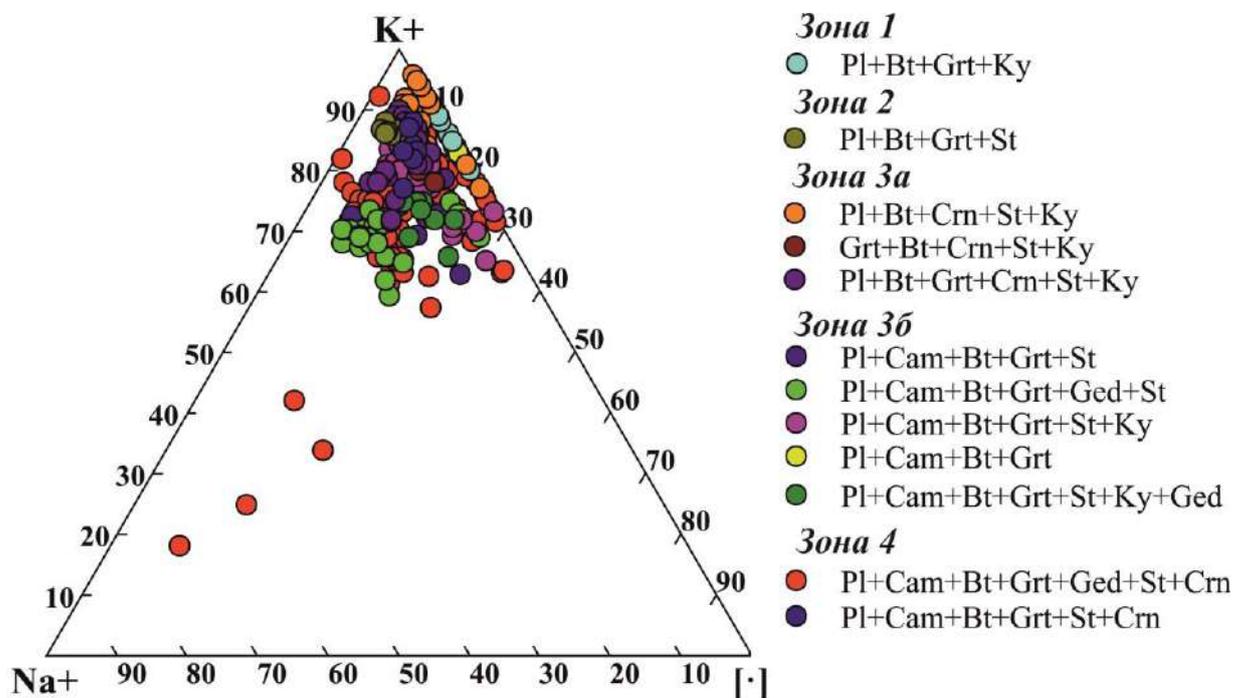


Рис. 31. Диаграмма K-Na-[·] ([·] – вакансия, [·] = 1 – (K+Na)) для биотитов из корундсодержащих пород Хитоострова.

Биотиты всех разновидностей корундсодержащих пород характеризуются относительным постоянством состава, они более магниальные, чем биотиты вмещающих гранат – биотитовых гнейсов чупинской толщи (в последних x_{Mg} находится в довольно узком диапазоне от 0.57 до 0.62, в этот же диапазон попадает магниальность биотитов из гранатовых амфиболитов). В биотитах вмещающих гнейсов, в отличие от биотитов корундсодержащих пород, отсутствует Na, а в биотитах из гранатовых амфиболитов $A_{Na}/A_{(K+Na)} \leq 0.04$.

В одном образце (КН1010-4) биотиты оказались неоднородными: на BSE-изображении в зернах биотита видны полосы (вроски?) отличного по составу биотита (рис. 32). Этот биотит отличается повышенным содержанием Na (0.44 – 0.72 ф.к.), пониженным – K (0.18 – 0.42 ф.к.) и по составу соответствует Na – биотиту (аспидолиту, по Anthony et al., 2001, Rieder et al., 1998).

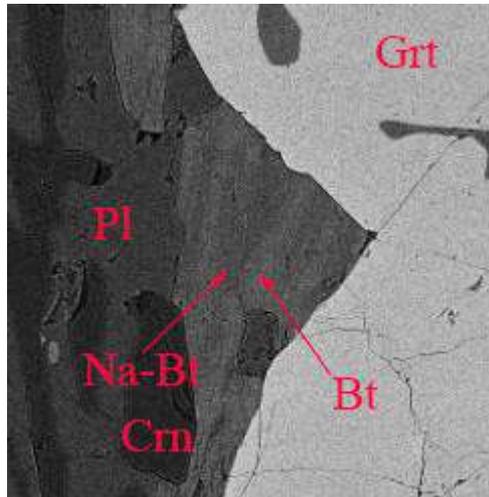


Рис. 32. Неоднородное зерно биотита в BSE (поле зрения 400 μm).

Плагиоклаз из корундсодержащих пород Хитоострова по составу сильно варьирует (An_{13-61}) и образует непрерывный ряд от олигоклаза до андезина, некоторые точки попадают даже в поле лабрадора (рис. 33). Присутствует и поздний альбит (An_{6-10}), развивающийся вместе с хлоритом по биотиту.

Плагиоклаз из вмещающих гнейсов представлен олигоклазом №17 – 24, таким образом, в корундсодержащих породах, а в особенности, в породах зон 2-3, плагиоклаз зачастую более основной, чем в гранат – биотитовых гнейсах.

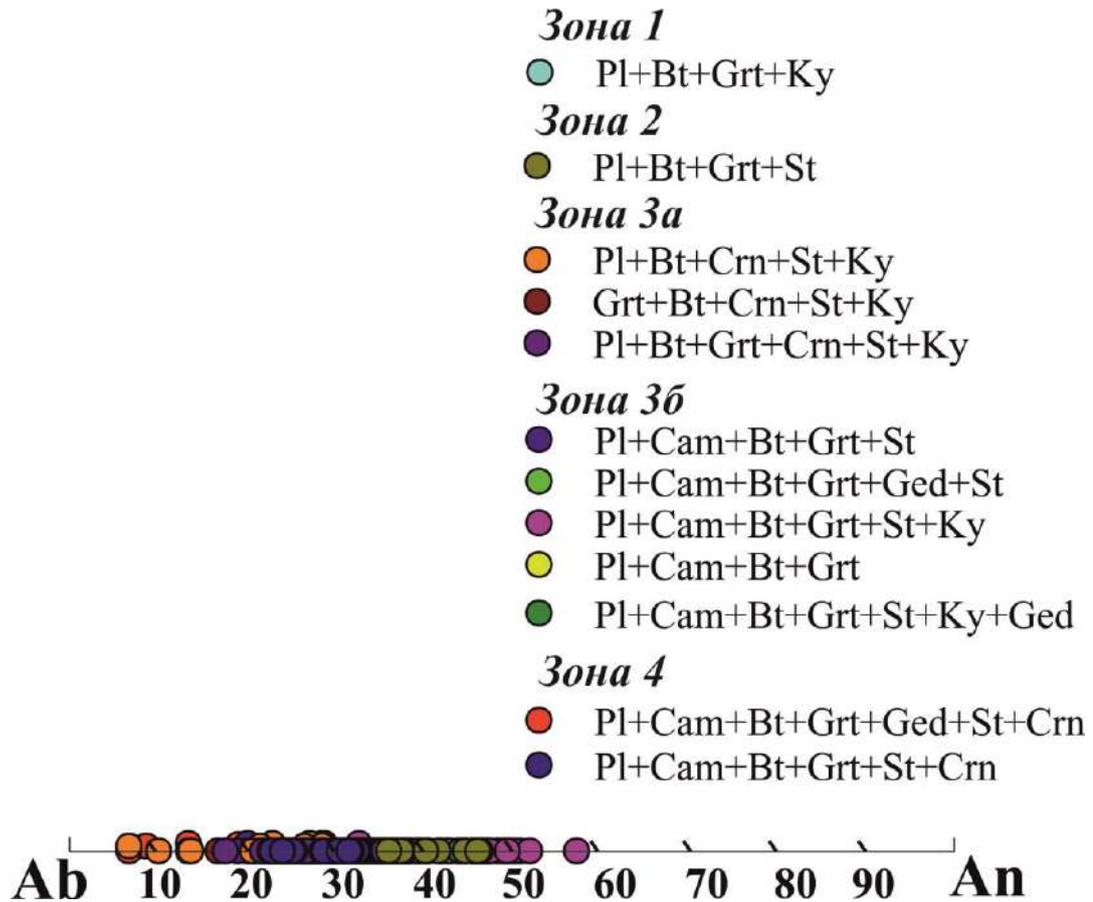


Рис. 33. Состав плагиоклазов из корундсодержащих пород Хитоострова.

Гранат из корундсодержащих пород Хитоострова довольно богат Mg и Ca ($Alm_{43-78}Prp_{12-46}Grs_{5-19}$) (рис. 34), характеризуются слабой обратной зональностью (доля пиропы и гроссуляра снижается от центра к краю зёрен) (рис. 35 а, б). В гранатах из корундсодержащих пород возрастает доля пироповой и гроссуляровой компоненты, по сравнению с вмещающими гнейсами, где в гранате $Alm_{66-79}Prp_{16-24}Grs_{5-10}$. Наиболее высокой долей гроссуляровой компоненты характеризуются гранаты из пород зоны 2 (14 – 19% на фоне 5 – 7% в породах зоны 3а и 7 – 14% в породах зоны 4), но она в них не выше, чем во вмещающих гранатовых амфиболитах, где доля гроссуляровой компоненты в гранате достигает 30%. Пироповая компонента гранатов закономерно возрастает от внешних зон к внутренним, но и её вариации становятся шире.

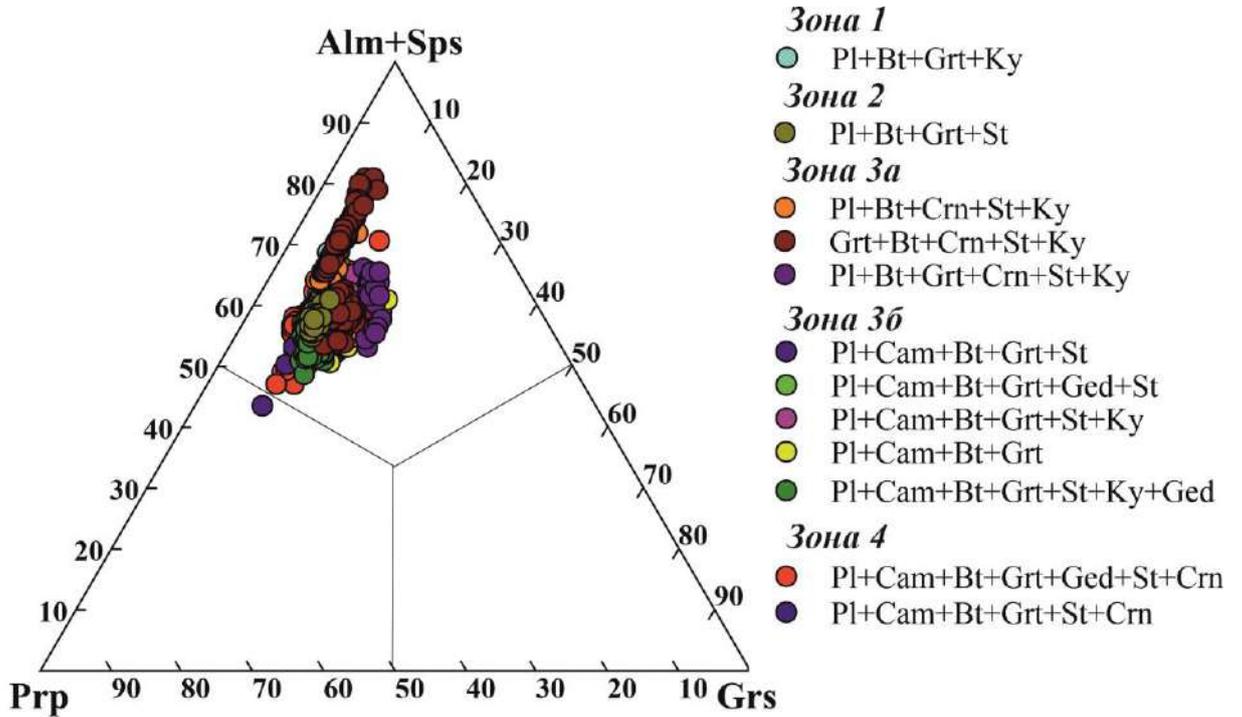


Рис. 34. Состав гранатов из корундсодержащих пород Хитоострова.

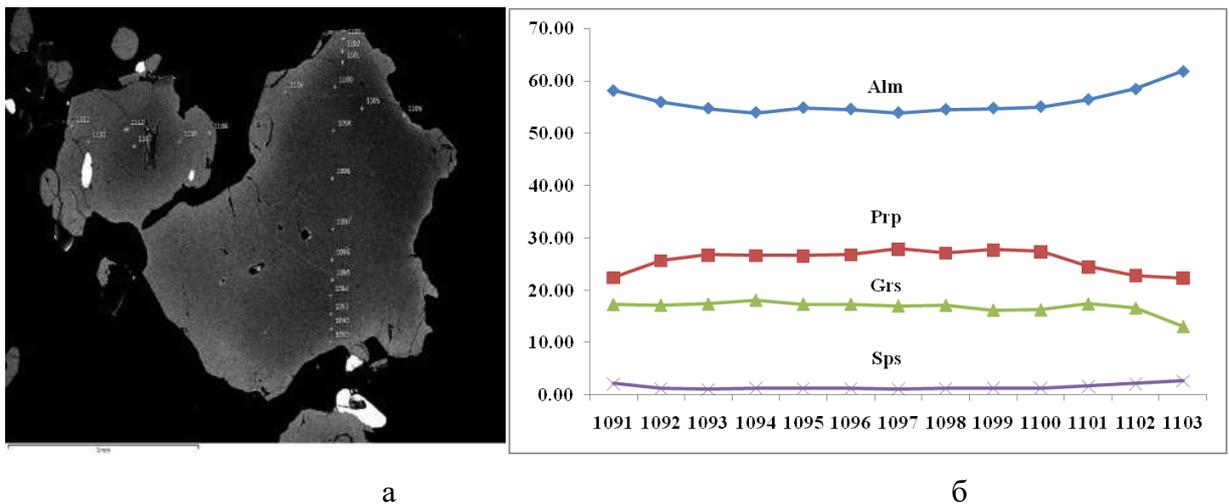


Рис. 35. Зональность химического состава в гранатах: а – иллюстрация зональности в зерне граната из корундсодержащих пород в BSE; б – профиль зональности состава граната.

Ставролит из корундсодержащих пород Хитоострова характеризуется широкими вариациями магнезиальности ($x_{Mg} = 10\text{--}56\%$, где $x_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ (Mg, Fe – ф.к.)) – зачастую он гораздо более магнезиальный, чем ставролиты метapelитов (Федькин, 1975). Иногда присутствует примесь Zn (до 0.1 ф.к.), Ti от 0.02 до 0.14 ф.к., Al меняется от 8.60 до 9.22 ф.к. Может присутствовать значимое количество Fe^{3+} (до 0.75 ф.к.).

Светлые слюды в корундсодержащих породах Хитоострова представлены мусковитом и парагонитом (рис. 36).

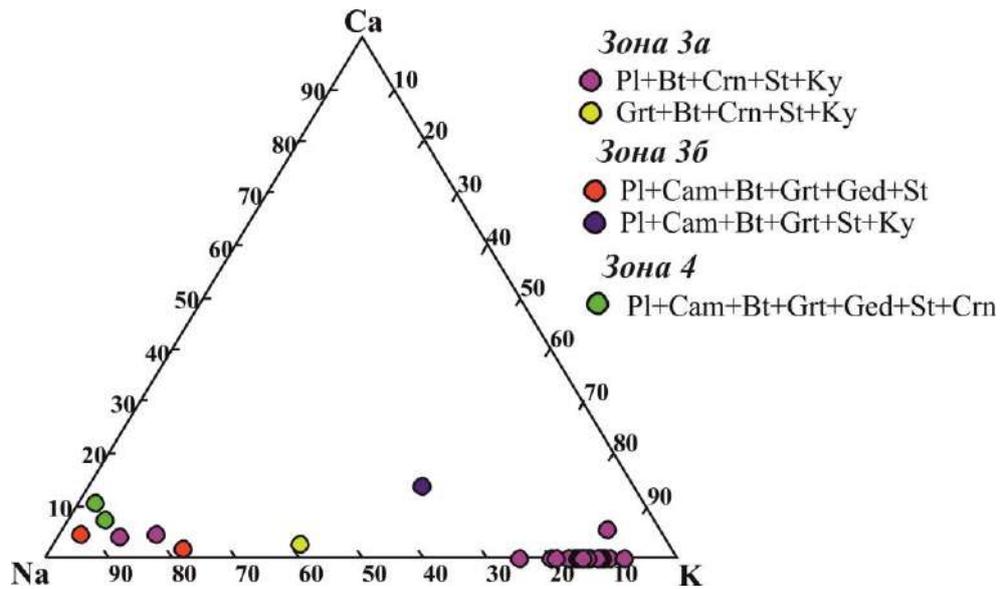


Рис. 36. Состав светлых слюд из корундсодержащих пород Хитоострова.

Апатит в корундсодержащих породах Хитоострова представлен F-апатитом, содержащим OH (0.39-0.68 ф.к.) (рис. 37). Во вмещающих кианит – гранат – биотитовых гнейсах также присутствует F-апатит, но он содержит меньше OH (0-0.21 ф.к.).

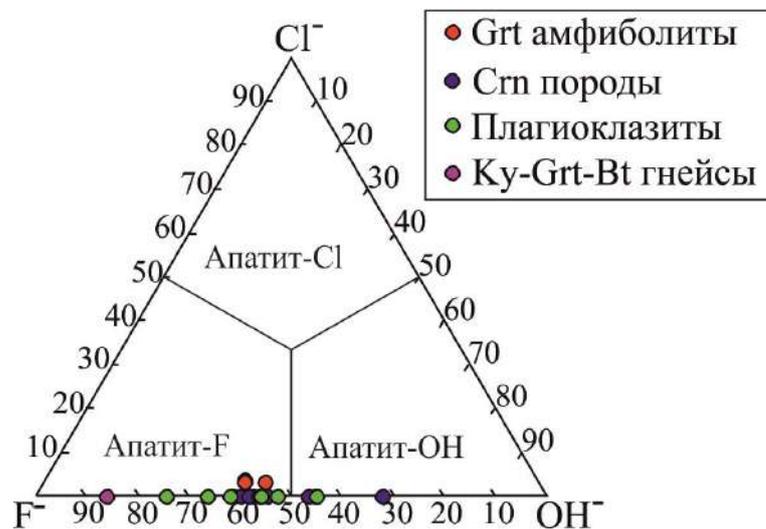


Рис. 37. Апатит из корундсодержащих и вмещающих пород Хитоострова.

Ильменит из корундсодержащих пород Хитоострова также может содержать небольшое количество Mg до 0.14 ф.к. и Fe³⁺ - до 0.06 ф.к.

3.2. Состав минералов клиноцоизитовых амфиболитов

Кальциевые амфиболы во вмещающих гранатовых амфиболитах представлены магнезиогорнблендитом: $B_{Ca}/B_{(Ca+Na)}$ в среднем 0.94, $C_{(Al+Fe^{3+}+2Ti)}$ в среднем 1.34, $A_{(Na+K+2Ca)}$ в среднем 0.43. Кальциевые амфиболы из клиноцоизитовых амфиболитов демонстрируют широкие вариации состава и образуют ряд чермакит-паргасит-саданагаит и феррочермакит-ферропаргасит-ферросаданагаит (по классификации (Hawthorne et al., 2012)): $B_{Ca}/B_{(Ca+Na)}$ в среднем 0.93, $C_{(Al+Fe^{3+}+2Ti)}$ в среднем 1.66, $A_{(Na+K+2Ca)}$ в среднем 0.51 (рис. 38). То есть, согласно классификации, это 6 разных минеральных видов, которые далее мы будем объединять под одним названием – кальциевый амфибол, поскольку составы кальциевых амфиболов из клиноцоизитовых амфиболитов образуют единый непрерывный ряд и никаких закономерностей в распределении разных минеральных видов в пределах исследуемых образцов не выявлено. Стоит отметить, что состав кальциевого амфибола в плагиоклаз-амфиболовых симплектиках (Cam2) несколько отличается от кальциевого амфибола в матрице породы (Cam1). Cam2 содержит больше Al: в нем выше как T_{Al} (5.96 против 6.16 ф.к), так и C_{Al} (1.14 против 0.98 ф.к), меньше Mg (C_{Mg} 1.66 против 2.18 ф.к). Таким образом, от магнезиогорнблендита из вмещающих гранатовых амфиболитов кальциевые амфиболы из клиноцоизитовых амфиболитов отличаются более низким содержанием Si, более высоким содержанием Al и Mg.

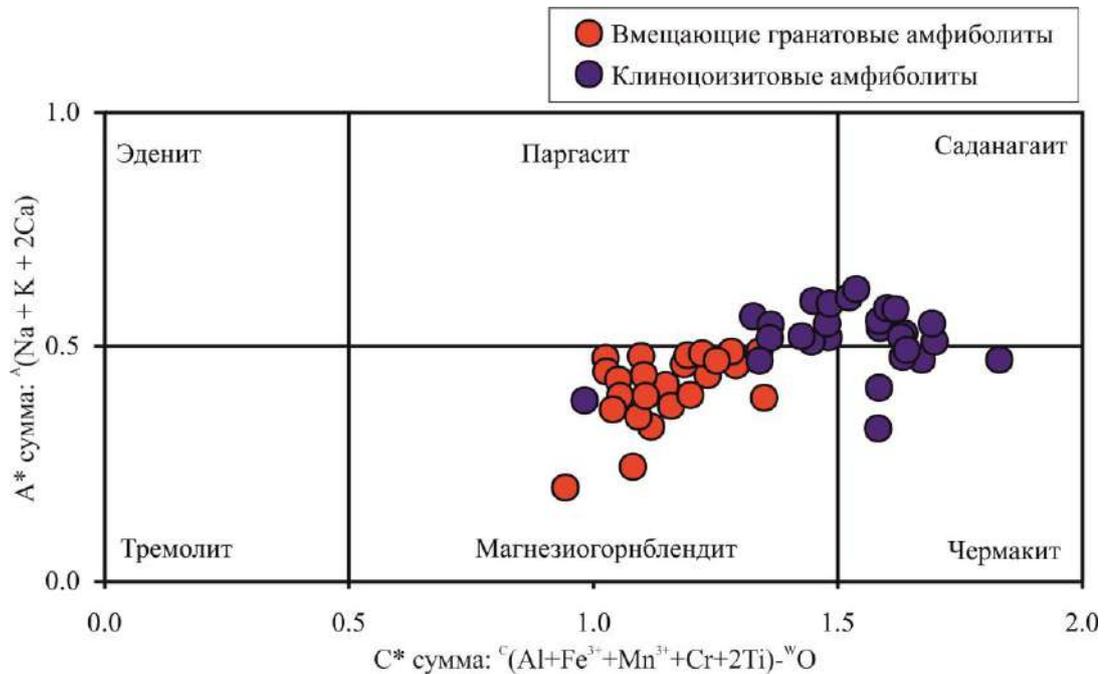


Рис. 38. Классификационная диаграмма для кальциевого амфибола из клиноцоизитовых (образец Khi008Д) и вмещающих (образец Khi008Г) амфиболитов. Поля составов по Hawthorne et al., 2012.

Биотит из вмещающих гранатовых амфиболитов представляет собой железистый флогопит и характеризуется невысоким содержанием Al (по Rieder et al., 1988). В клиноцоизитовых амфиболитах также распространен железистый флогопит с $x_{Mg} = 0.50$ – 0.64 ($x_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$, где Mg, Fe – ф.к.), содержание Al в нем несколько выше ($TAl = 0.25$ – 0.49) (рис. 39). Иногда присутствует незначительная примесь Na до 0.05 ф.к.; Ti \leq 0.16 ф.к.

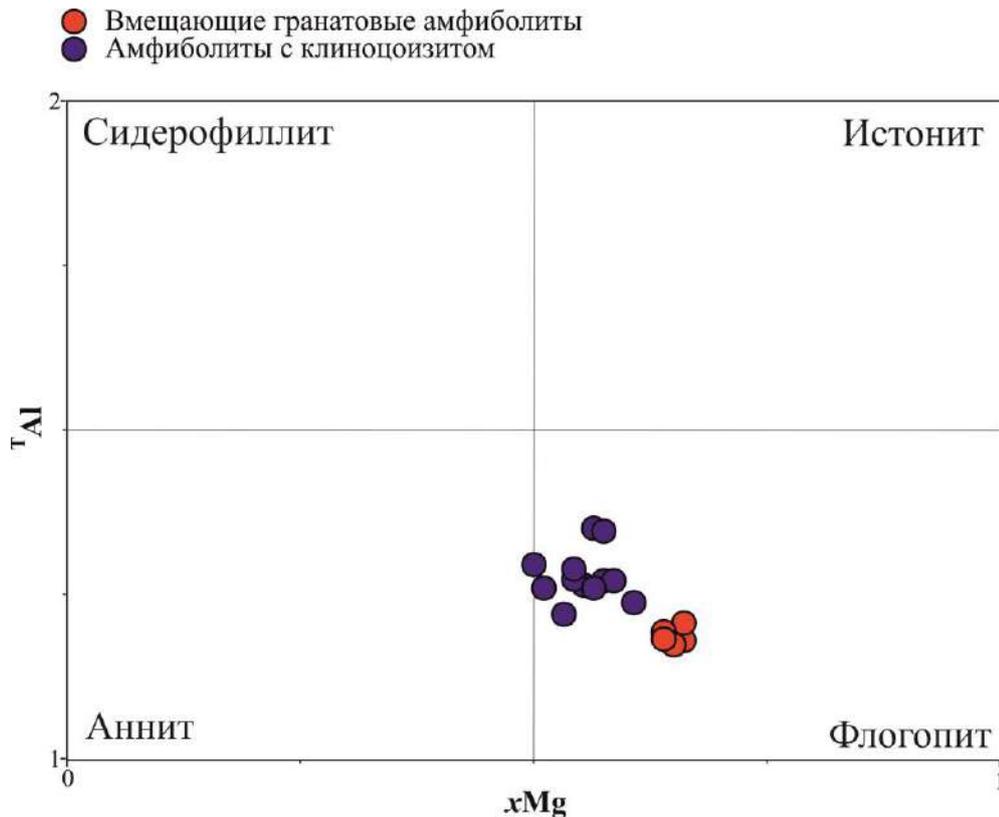


Рис. 39. Диаграмма состава биотитов из клиноцоизитовых и вмещающих амфиболитов.

Гранат из вмещающих гранатовых амфиболитов представляет собой альмандин с содержанием Fe 1.37–1.76 ф.к. и Mg 0.34–0.52 ф.к., с высоким содержанием Ca 0.65–0.98 ф.к. Гранат из клиноцоизитовых амфиболитов характеризуется схожим химическим составом: Fe 1.35–1.66 ф.к., Mg 0.22–0.60 ф.к., Ca 0.88–0.94 ф.к. Гранат характеризуются слабой зональностью (содержание Mg снижается от центра к краю зёрен) (рис. 40).

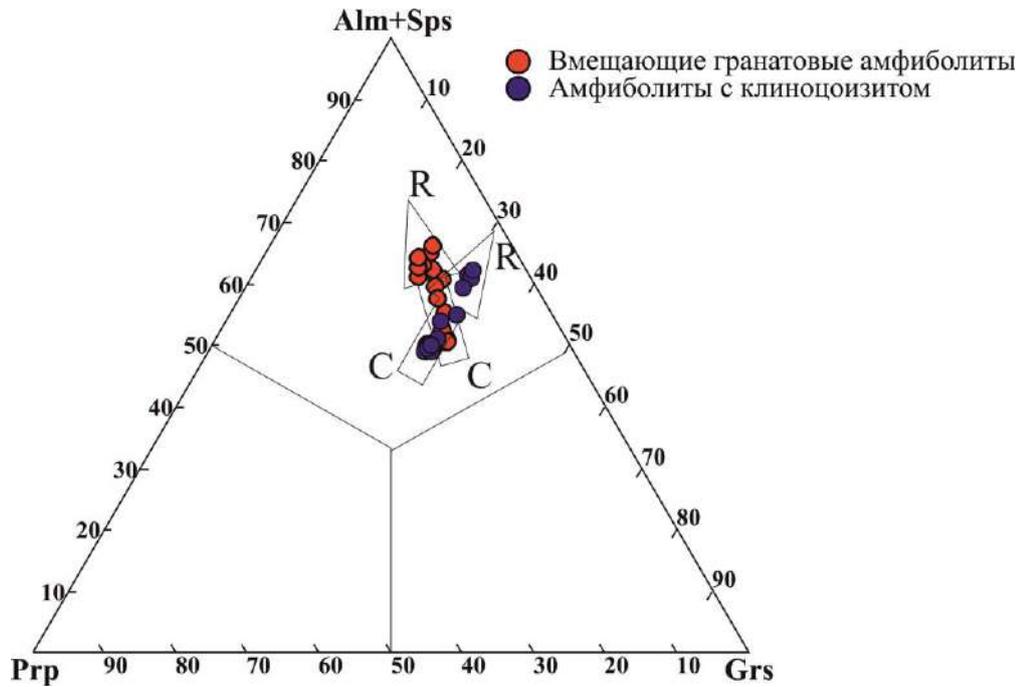


Рис. 40. Диаграмма состава гранатов из клиноцоизитовых амфиболитов. Буквами С и R обозначены центры и края зёрен, соответственно.

Плагиоклаз во вмещающих гранатовых амфиболитах – от кислого до среднего: An_{23-39} (рис. 41). Плагиоклазы из клиноцоизитовых амфиболитов по составу явно разделяются на две группы: An_{45-67} и An_{78-90} (рис. 41), оба плагиоклаза более-менее равномерно рассеяны по породе без отчётливых закономерностей. Попадаются и зональные плагиоклазы: например, в центре An_{51} , с краю An_{86} (т.е. плагиоклаз из центра и из края попадает в две разные группы), или центре An_{48} , с краю An_{64} (т.е. плагиоклаз из центра и из края попадает в одну группу). Если в матрице попадаются плагиоклазы из обеих групп, то в плагиоклаз-амфиболовых симплектитах встречается только основной плагиоклаз.

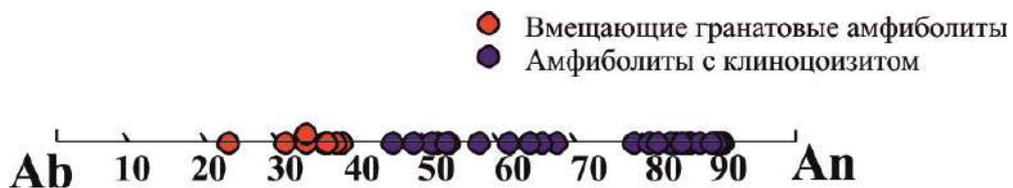


Рис. 41. Диаграмма состава плагиоклазов из клиноцоизитовых и вмещающих амфиболитов.

Минералы группы эпидота в клиноцоизитовых амфиболитах представлены клиноцоизитом, т.к. содержание Fe^{3+} в позиции M3 менее 0.5 (Armbruster et al., 2006), единичные анализы оказались эпидотом (рис. 42). По биотиту развивается поздний ферриэпидот.

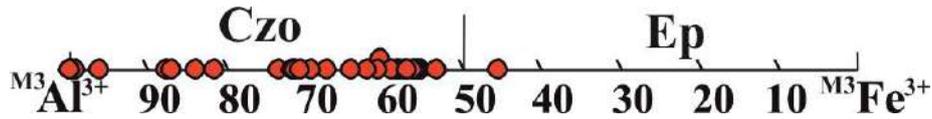


Рис. 42. Диаграмма состава клиноцоизитов из клиноцоизитовых амфиболитов.

Титанит из вмещающих гранатовых амфиболитов содержит примесь Mg (до 0.09 ф.к.) и Fe^{2+} (до 0.06 ф.к.). В титаните из клиноцоизитовых амфиболитов выявлена только примесь Fe^{2+} (до 0.01 ф.к.).

Маргарит содержит примесь Fe^{2+} (до 0.04 ф.к.).

Выводы к главе 3

Проведенные исследования позволяют существенно расширить данные о минералах корундсодержащих и ассоциирующих с ними пород проявления Хитоостров.

1. В корундсодержащих породах проявления Хитоостров в ассоциации с корундом выявлены гранат пироп-альмандинового ряда, плагиоклаз №26-39, флогопит и аспидолит, Са-амфиболы ряда чермакит-саданагаит, Na-Са-амфибол (барруазит) и Mg-Fe ромбический амфибол – натрожедрит, магнезиальный ставролит, парагонит, мусковит, ильменит, рутил.

2. В ассоциирующих с корундсодержащими породами клиноцоизитовых амфиболитах присутствует железистый флогопит, содержащий больше Al, чем железистый флогопит из вмещающих гранатовых амфиболитов; кальциевый амфибол ряда чермакит–паргасит–саданагаит; гранат, клиноцоизит, эпидот, титанит, появляются основной плагиоклаз, отсутствующий во вмещающих породах, и маргарит.

Глава 4. Распределение REE в минералах метасоматитов проявления Хитоостров

4.1. Редкоземельные элементы в минералах корундсодержащих пород

Гранат

Содержание редкоземельных элементов в гранатах было проанализировано в 17 точках: 9 – в апогаббровом гранатовом амфиболите, 8 – в корундсодержащей породе проявления Хитоостров. Анализы производились для центров зёрен (с), средних частей (m) и их краёв (r).

Спектры распределения REE в гранатах из апогаббровых амфиболитов характеризуются чётко выраженным наклоном от лёгких к тяжелым REE (рис. 43а). Европиевая аномалия, как правило, не проявлена, что в целом характерно для высококальциевых гранатов (Скублов, 2005); в двух анализах выявлена отрицательная цериевая аномалия. Зональность по редкоземельным элементам проявлена довольно слабо. Наименее магнезиальные центральные и средние части зёрен граната несколько обогащены HREE, наименее кальциевые краевые и средние части зёрен граната несколько обогащены LREE.

Спектры распределения REE в гранатах из корундсодержащих пород имеют менее выраженный положительный наклон (рис. 43б), что связано с заметным обогащением гранатов LREE и незначительным обеднением HREE, по сравнению с гранатами из апогаббровых амфиболитов. Отмечается отрицательная европиевая аномалия, которая часто характерна для пиральспитовых гранатов (Скублов, 2005), в некоторых анализах также наблюдается слабая цериевая аномалия. Выявляется зональность по редкоземельным элементам. Как и в случае апогаббровых амфиболитов, наименее магнезиальные центральные и средние части зёрен граната обогащены HREE, краевые части зёрен склонны к некоторому обогащению LREE. Похожие спектры распределения редкоземельных элементов уже описывались ранее в гранатах из пород Беломорского подвижного пояса (Скублов, 2005).

Амфиболы

Содержание редкоземельных элементов в амфиболах было проанализировано в 7 точках: 2 – в апогаббровом гранатовом амфиболите, 5 – в корундсодержащей породе проявления Хитоостров (из них 2 – в натрожедрите).

Кальциевые амфиболы из апогаббровых гранатовых амфиболитов характеризуются пологим спектром распределения редкоземельных элементов со слабо выраженной положительной европиевой аномалией (рис. 44а). Схожие спектры распределения

редкоземельных элементов характерны для кальциевых амфиболов из пород высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма (Skublov, Drugova, 2003).

Спектры распределения редкоземельных элементов в кальциевых амфиболах из корундсодержащих пород совершенно иные – они приобретают синусоидальную форму, ранее не отмечавшуюся в амфиболах из метаморфических пород (рис. 44б). Кальциевые амфиболы корундсодержащих пород значимо обогащены редкоземельными элементами, по сравнению с амфиболами из апогаббровых гранатовых амфиболитов, особенно – LREE (более чем на порядок величины) и, в меньшей степени, MREE. Наблюдается слабо выраженная отрицательная европиевая аномалия.

Спектры распределения редкоземельных элементов в натрожедритах напоминают по форме спектры распределения редкоземельных элементов в гранатах: характеризуются положительным наклоном (но спектр значительно положе – тенденция к обогащению HREE в натрожедрите проявлена не так сильно, как в гранате), наличием в разной степени выраженной отрицательной европиевой аномалии (рис. 44б).

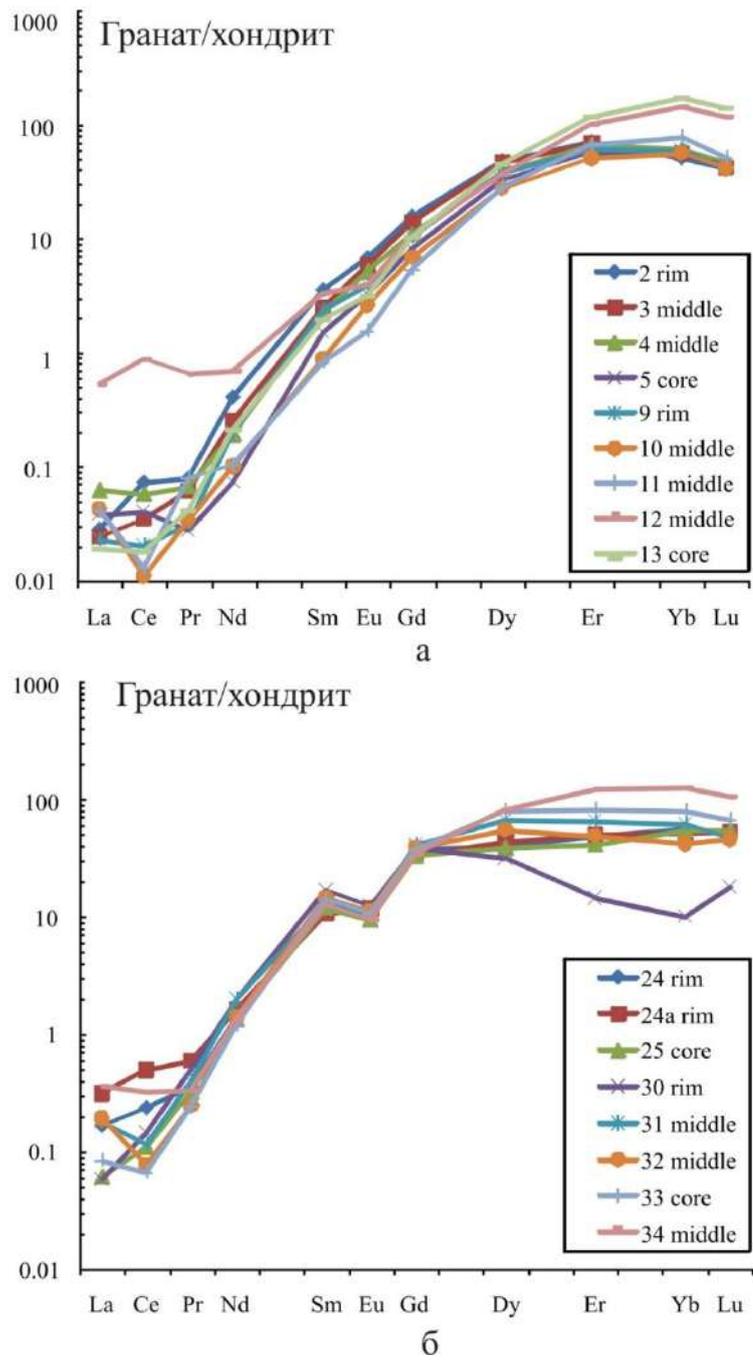


Рис. 43. Спектры распределения редкоземельных элементов в гранате: а - из апогаббровых гранатовых амфиболитов, б - из корундсодержащих метасоматитов проявления Хитоостров.

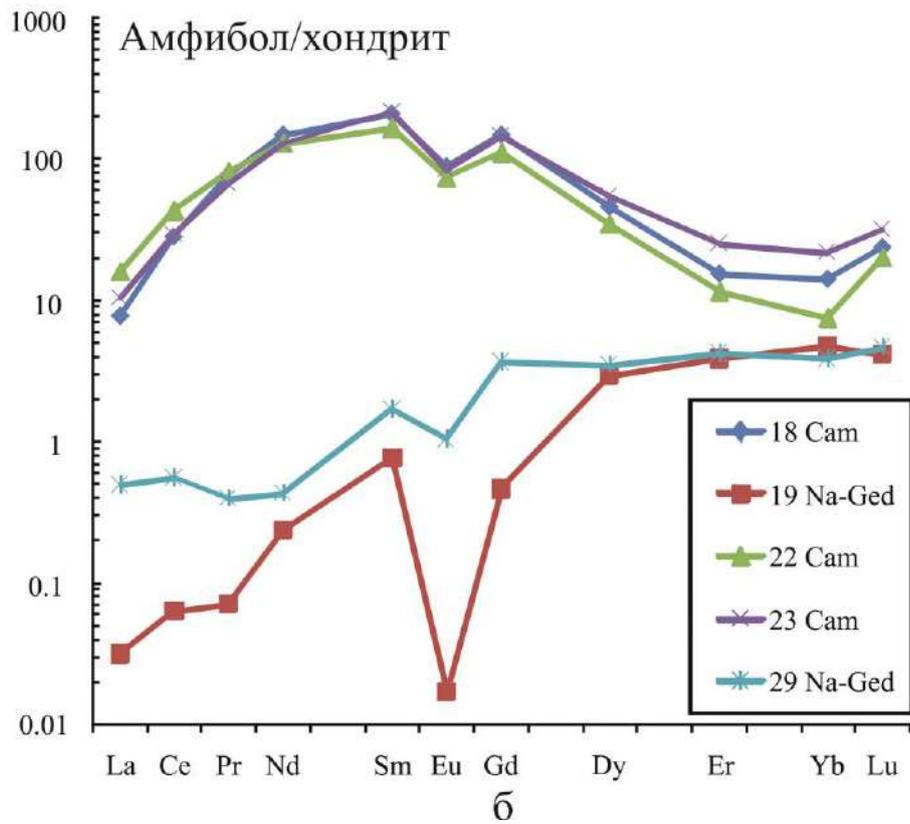
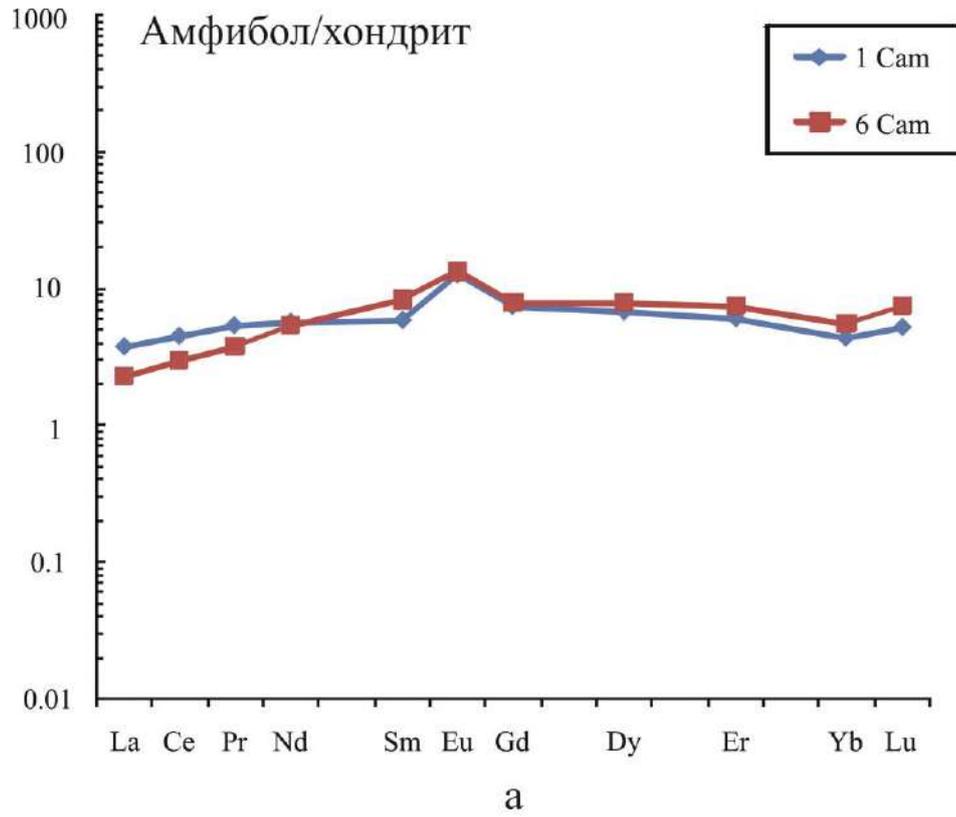


Рис. 44. Спектры распределения редкоземельных элементов в амфиболах: а – в кальциевом амфиболе из апогаббровых гранатowych амфиболитов, б – в кальциевом амфиболе и натрожедрите из корундсодержащих метасоматитов проявления Хитоостров.

Биотиты

В корундсодержащих породах содержание редкоземельных элементов в биотите было проанализировано в 3 точках. Биотиты из корундсодержащих пород характеризуются любопытной особенностью – выпуклым спектром для HREE, кроме Yb (рис. 45). В остальном спектры распределения REE – такие же, как и для других биотитов из метаморфических пород (Скублов, 2005).

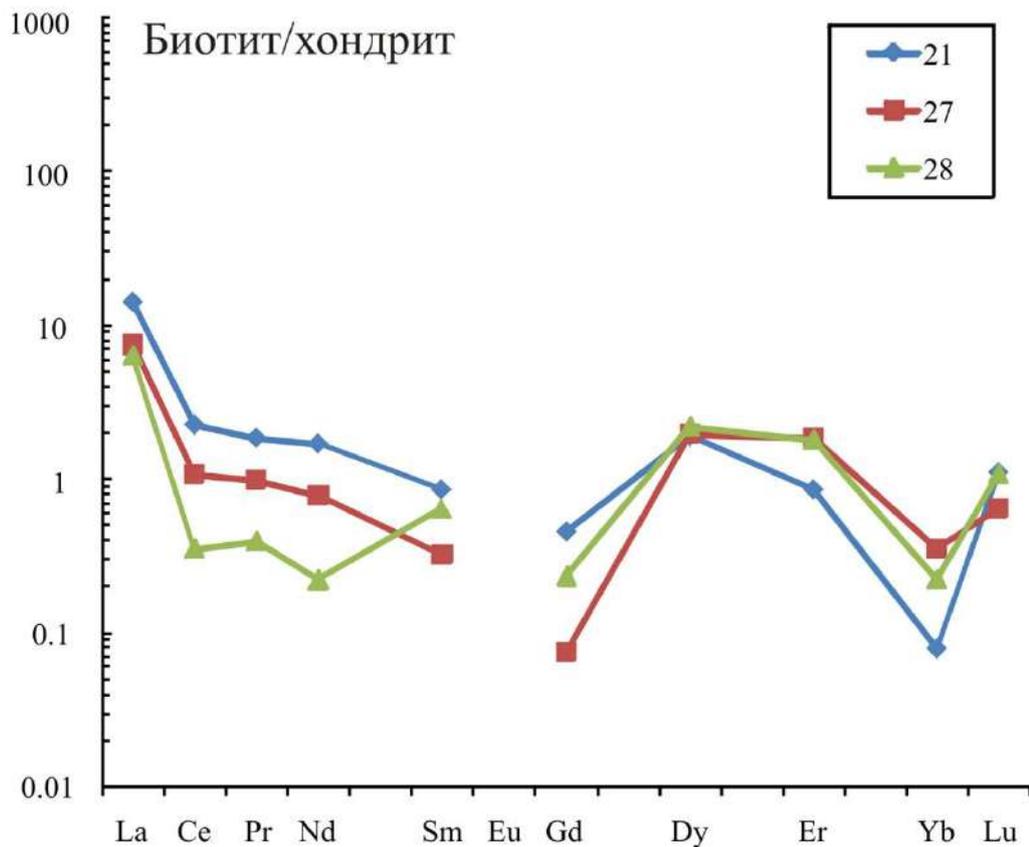


Рис. 45. Спектры распределения редкоземельных элементов в биотите из корундсодержащих метасоматитов проявления Хитоостров.

Плагиоклазы

Содержание редкоземельных элементов в плагиоклазе было проанализировано в 4 точках: 2 – в апогаббровом гранатовом амфиболите, 2 – в корундсодержащей породе. Плагиоклазы из апогаббровых амфиболитов характеризуются пологим спектром распределения REE (рис. 46а), в то время как плагиоклазы из корундсодержащей породы несколько обогащены LREE, из-за чего спектр приобретает небольшой отрицательный наклон (рис. 46б). И те, и другие характеризуются выраженной положительной европиевой аномалией, что характерно для плагиоклазов.

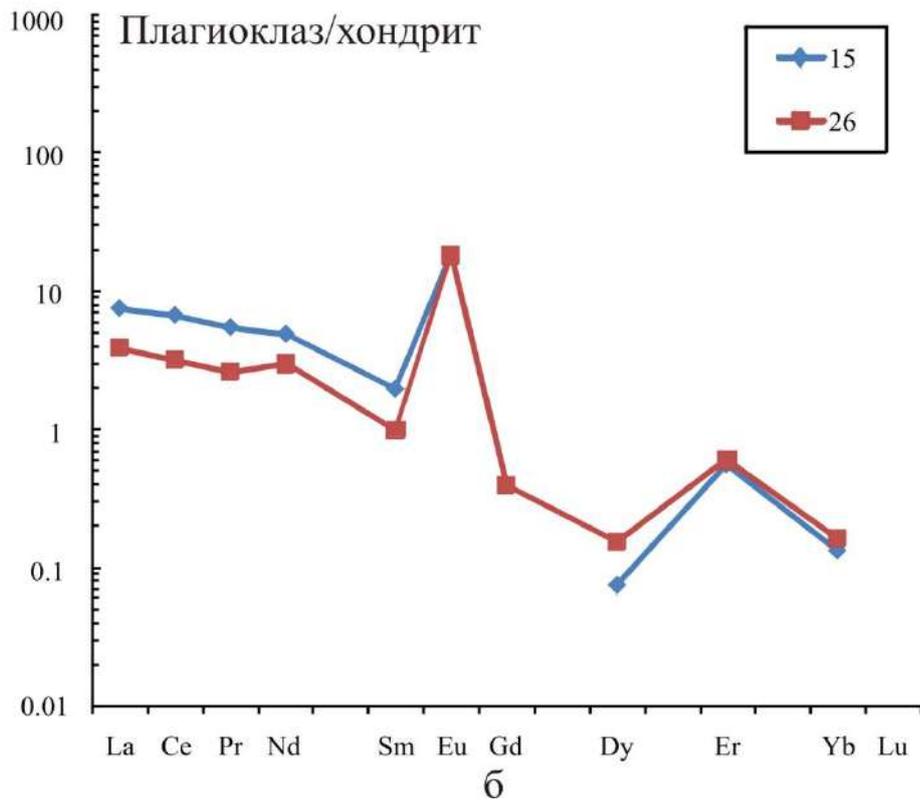
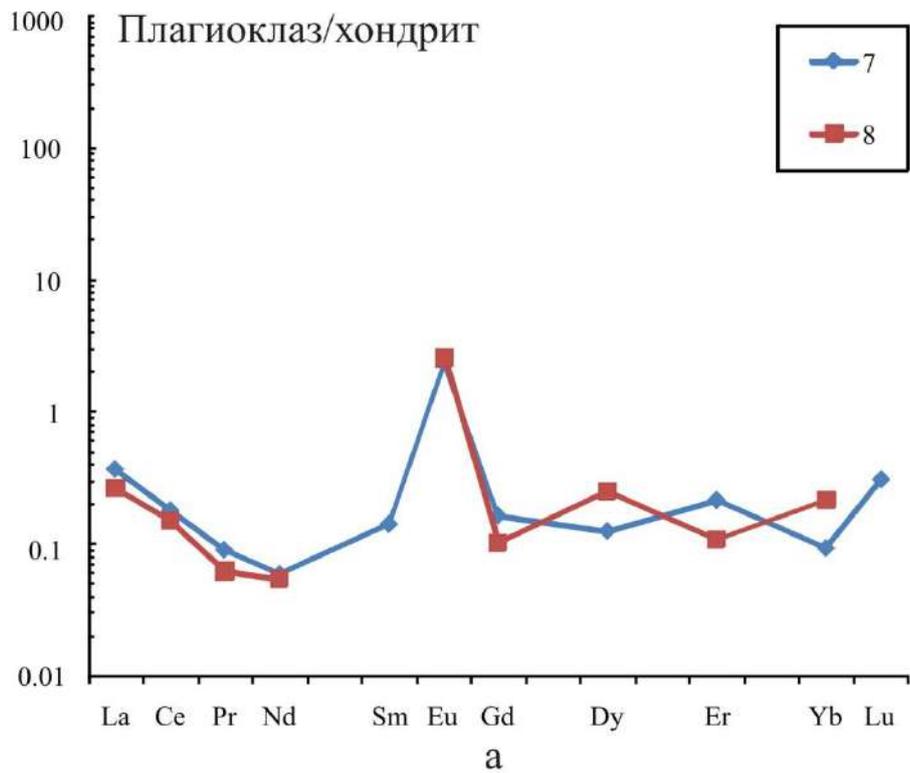


Рис. 46. Спектры распределения редкоземельных элементов в плагиноклазе: а - из апогаббровых гранатовых амфиболитов, б - из корундсодержащих метасоматитов проявления Хитоостров.

Апатиты

Апатит из кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (рис. 47) характеризуется выпуклым спектром распределения REE, наклон которого меняется от положительного в области LREE к отрицательному в области HREE, с выраженной отрицательной Eu-аномалией. Апатит из гранатовых амфиболитов характеризуется несколько менее выпуклым спектром распределения REE без отрицательной Eu-аномалии, содержание всех REE, кроме Eu, в нём несколько понижено, по сравнению с апатитом из вмещающих гнейсов.

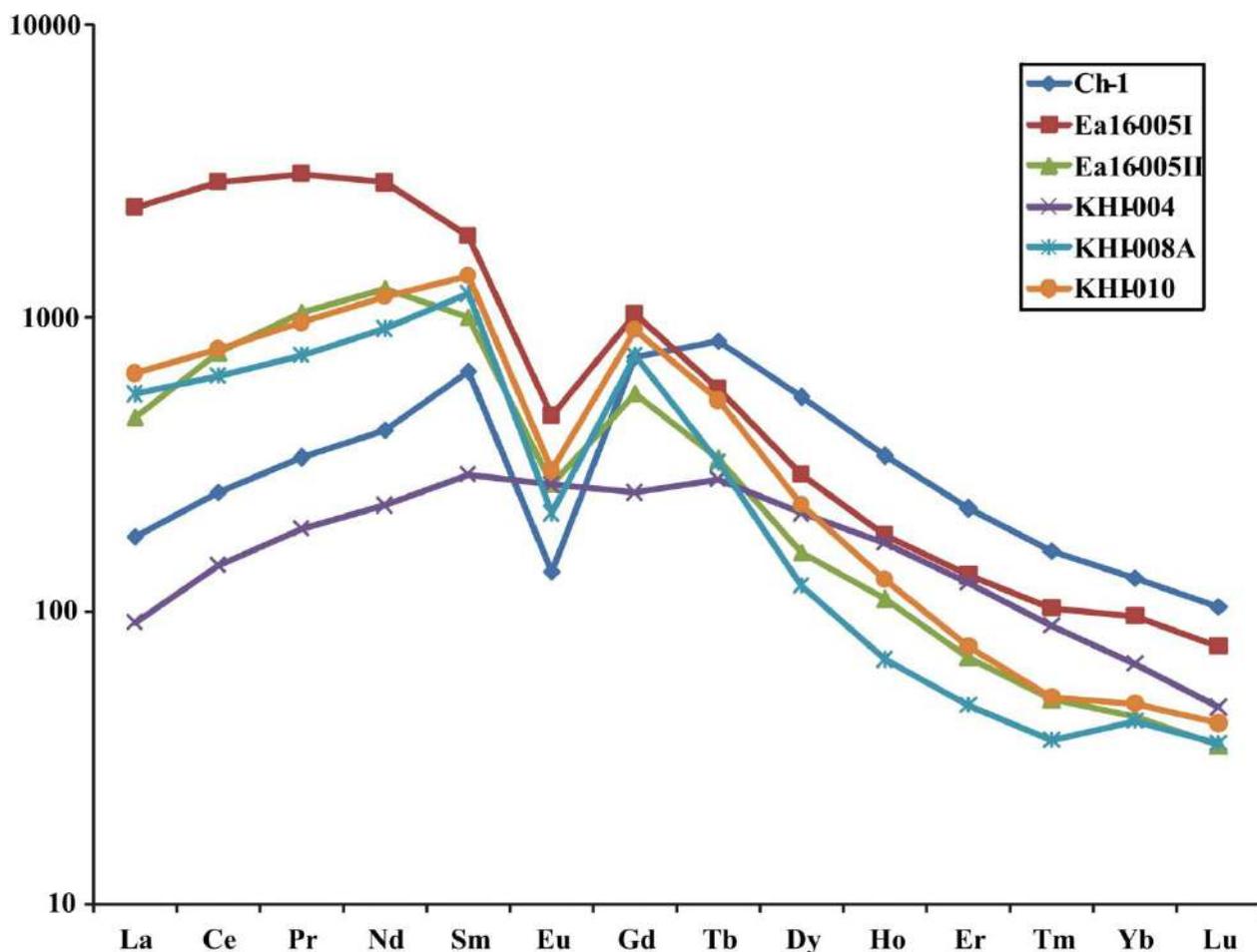


Рис. 47. Хондрит-нормированные спектры распределения REE в апатите из корундсодержащих метасоматитов (зона 2 – KHI-008A, зона 4 – KHI-010, Ea16-005II), плагиоклазитов (Ea16-005I) и гранатовых амфиболитов (KHI-004) проявления Хитоостров, кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Ch-1).

Апатит из корундсодержащих пород Хитоострова по спектру распределения REE несколько схож с апатитом из вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсов: здесь наклон спектра тоже меняется от положительного в области LREE к отрицательному в области HREE, присутствует выраженная отрицательная Eu-аномалия. Но есть и отличия:

апатит из корундсодержащих пород существенно обогащен LREE и обеднен HREE. Эти особенности – повышенные содержания LREE и пониженные содержания HREE – отличают его и от апатита из гранатовых амфиболитов.

Апатит из плагиоклазитов по спектру распределения REE схож с апатитом из корундсодержащих пород, но отличается ещё более выраженным обогащением LREE, а также несколько повышенным содержанием HREE. Сходство спектров распределения REE в апатите из корундсодержащих пород и из плагиоклазитов свидетельствует об их генетическом родстве.

REE в апатите – ценный источник информации о среде минералообразования. Так, содержания REE и величина Eu- и Ce- аномалий являются маркером redox-условий в магме или гидротермальном флюиде (Drake, 1975; Cao et al., 2012; Mao et al., 2016); информативными оказываются также диаграммы в координатах Ce vs Th, REE vs La/Sm (Belousova et al., 2002). Поскольку большинство этих диаграмм разработано для магматических пород, мы можем опираться лишь на относительное положение точек на таких диаграммах. На диаграммах Ce/Ce* vs Eu/Eu* (рис. 48), Ce vs Th, REE vs La/Sm (рис. 49 а, б) видно, что апатит из корундсодержащих пород кристаллизовался в условиях более высокой фугитивности кислорода, нежели апатит из вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Положение точки гранатовых амфиболитов менее информативно, требуются дополнительные исследования.

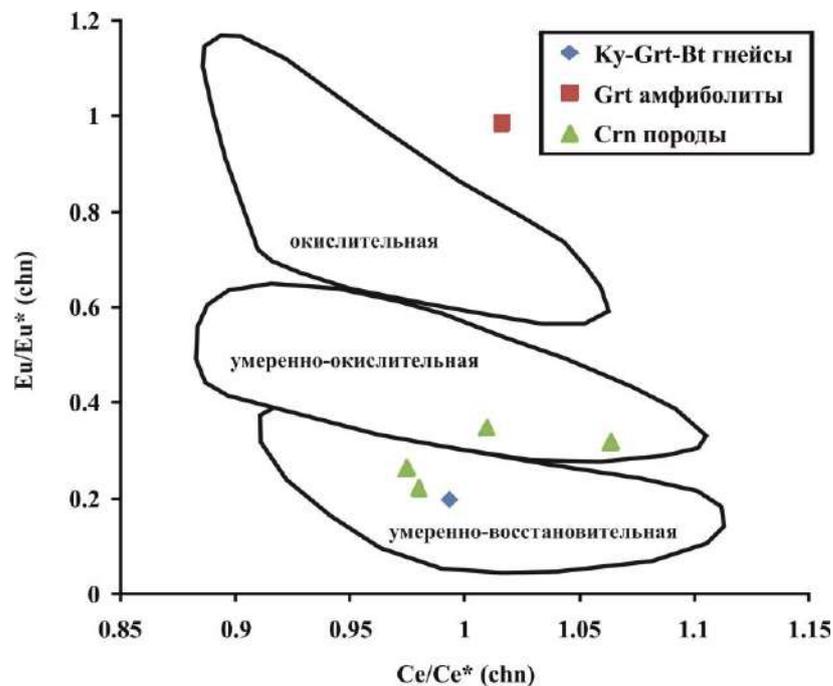


Рис. 48. Составы исследованных апатитов на генетической диаграмме Ce/Ce* (хондрит-нормированное) vs Eu/Eu* (хондрит-нормированное) с нанесенными полями различных обстановок минералообразования (по Cao et al., 2011).

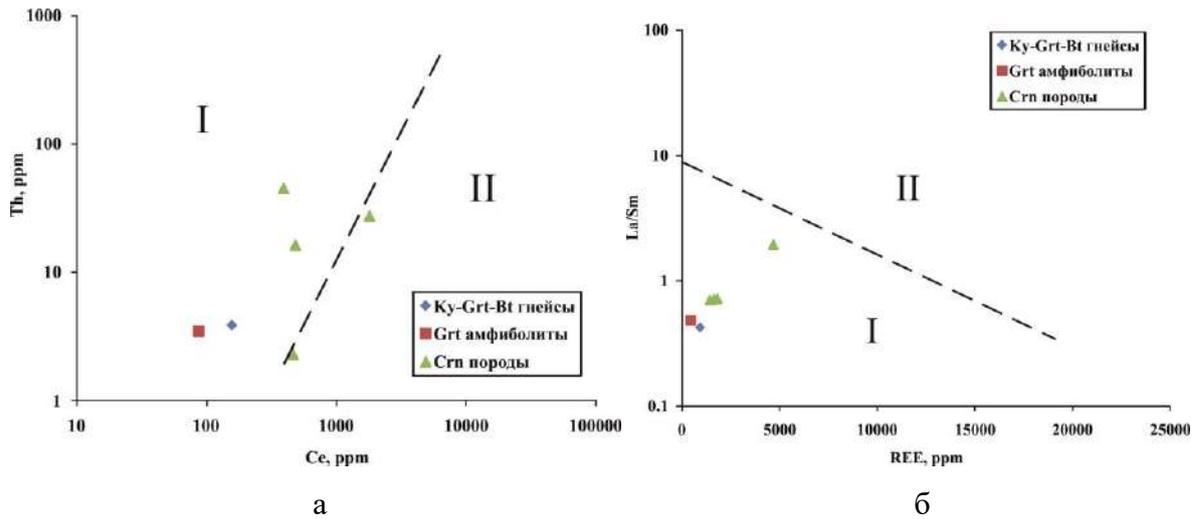


Рис. 49. Составы исследованных апатитов на диаграммах: а – Ce vs Th, б – REE vs La/Sm, используемых для оценки redox-условий. Поле I соответствует породам с $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 1$, поле II – породам с $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 1$ (по Belousova et al., 2002).

Содержание Th и отношение Mn/Sr в апатитах из всех исследованных пород укладываются в диапазон, характерный для апатита из метаморфических пород (Henrich et al., 2018), но за счёт более высоких содержаний Sr точки апатита из корундсодержащих пород находятся несколько левее точек апатита из вмещающих пород (рис. 50). На диаграмме Sr/Y vs $\sum\text{LREE}$ (O'Sullivan et al., 2020) точки составов апатита из большинства проанализированных пород также попадают в поле апатита среднетемпературных метаморфических пород, но точки апатита из корундсодержащих пород здесь несколько смещены вверх и вправо (рис. 51), что происходит вследствие повышения содержаний Sr и LREE. Избыток LREE в данном случае, по всей видимости, свидетельствует о подвижном поведении (привносе) LREE во время метасоматоза (Акимова, Скублов, 2021).

Кроме перечисленных особенностей, апатит из корундсодержащих пород на фоне вмещающих пород (гнейсов и амфиболитов) выделяется повышенным содержанием Na_2O , MgO, Pb, Th, U, пониженным содержанием SiO_2 . От апатита из вмещающих гнейсов его отличает также повышенное содержание CaO, P_2O_5 , TiO_2 , Fe_2O_3 , Sr, Nb, пониженное содержание Al_2O_3 , K_2O , Cr, Mn, Ba, Y (см. Приложение 4).

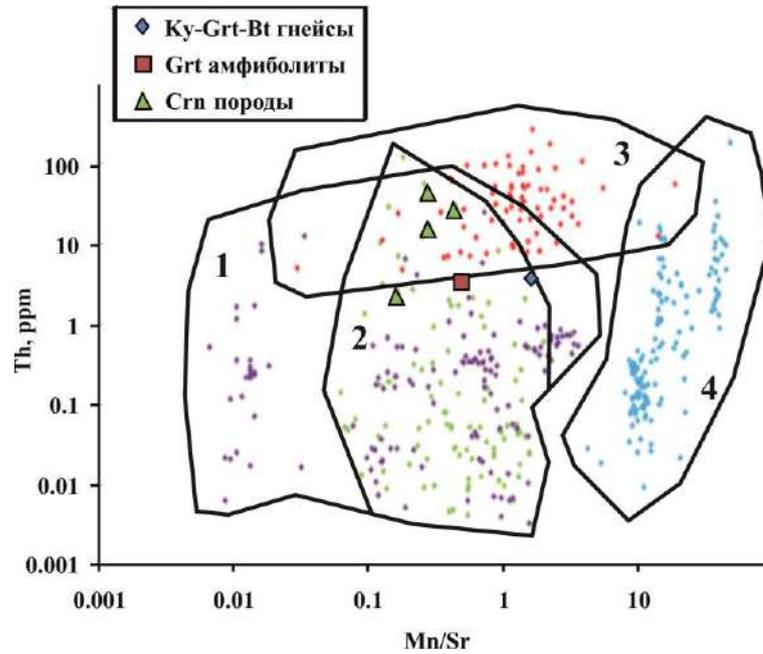


Рис. 50. Составы исследованных апатитов на генетической диаграмме Mn/Sr vs Th с нанесенными полями и точками разновидностей метаморфических пород (по Henrich et al., 2018). Условные обозначения: 1 – метапелиты, 2 – metabазиты, 3 – ортогнейсы, 4 – парагнейсы.

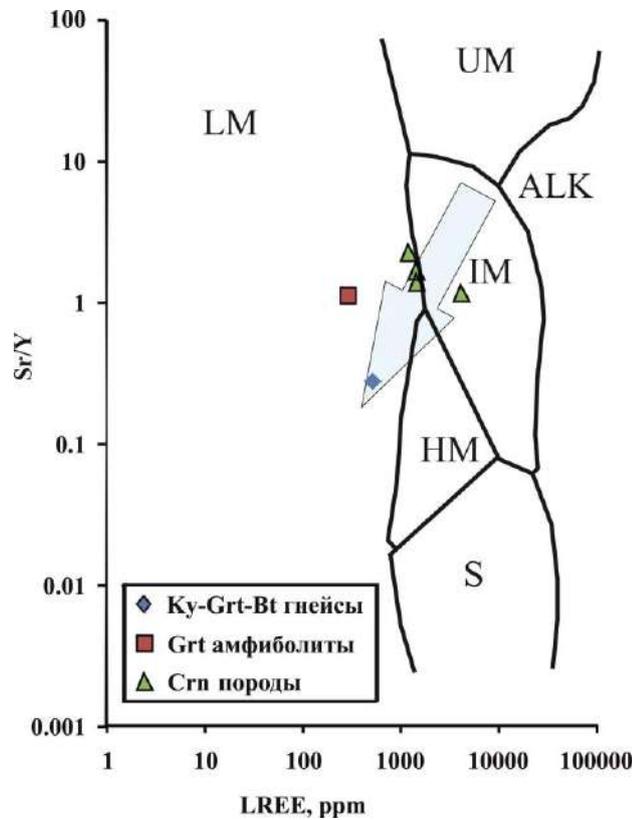


Рис. 51. Составы исследованных апатитов на генетической диаграмме Sr/Y vs Σ LREE с нанесенными полями главных типов горных пород (по O'Sullivan et al., 2020). Условные обозначения: ALK – щелочные магматические породы, HM – породы высоких ступеней

метаморфизма и мигматиты, IM – гранитоиды I-типа и мафические магматические породы, LM – породы низких и средних ступеней метаморфизма, метасоматиты, S – гранитоиды S-типа, UM – ультрамафиты, в т.ч. карбонатиты, лерцолиты, пироксениты. Стрелкой показан предполагаемый тренд флюидной переработки.

4.2. Редкоземельные элементы в минералах клиноцоизитовых амфиболитов

Характер распределения REE в *гранатах* был проанализирован в одном крупном порфиروبласте граната, в пяти точках. Анализ выполнялся для центра зёрна (с), средних частей (m) и края (r). Спектры распределения REE в гранате из клиноцоизитовых амфиболитов характеризуются чётко выраженным положительным наклоном от лёгких к тяжелым REE (рис. 52а). Отмечается слабо выраженная положительная отрицательная европиевая аномалия, несмотря на высокую кальциевость граната. Зональность по редкоземельным элементам практически не проявлена. Центральные части зёрна граната несколько обогащены HREE и обеднены LREE, по сравнению с краевыми частями. Похожие спектры распределения редкоземельных элементов уже описывались ранее в гранатах из пород Беломорского подвижного пояса (Скублов, 2005).

Спектры распределения REE в *биотитах* из клиноцоизитовых амфиболитов были оценены в двух точках в участке распространения плагиоклаз-амфиболовых симплектитов вокруг граната. Биотит характеризуется необычным «синусоидальным» спектром распределения REE с очень выраженными положительными аномалиями содержания лантана и самария (рис. 52б). При этом отрицательная европиевая аномалия в них не фиксируется.

Спектры распределения REE в *кальциевых амфиболах* из клиноцоизитовых амфиболитов оценены в трех точках, как за пределами участка распространения плагиоклаз-амфиболовых симплектитов (Cam1), так и внутри него (Cam2). Фиксируется выраженное различие спектров распределения REE в Cam1 и в Cam2 (рис. 52в). Кальциевый амфибол в матрице породы характеризуется пологим спектром с очень слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией. Схожие спектры распределения редкоземельных элементов характерны для кальциевых амфиболов из пород высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма (Skublov, Drugova, 2003). В то же время, спектр кальциевого амфибола из плагиоклаз-амфиболовых симплектитов более необычный – он приобретает существенный положительный наклон, появляется довольно выраженная отрицательная цериевая аномалия.

Содержание редкоземельных элементов в *плаггиоклазе* было проанализировано в двух точках за пределами плаггиоклаз-амфиболовых симплектитов. В пределах симплектитов установить состав плаггиоклаза не удалось, поскольку в них он сильно серицитизирован. Плаггиоклазы из клиноцоизитовых амфиболитов характеризуются пологим спектром распределения REE (рис. 52г) и четко выраженной положительной европиевой аномалией, что характерно для плаггиоклазов.

Спектры распределения REE в *клиноцоизите* из клиноцоизитовых амфиболитов оценены в трех точках (рис. 52д). Отмечается существенная вариативность спектра распределения REE в клиноцоизите: меняется суммарное содержания REE, наклон спектра – от практически пологого до существенного положительного наклона, степень проявления положительной европиевой аномалии (от слабо выраженной для клиноцоизитов с пологим спектром до существенной в клиноцоизитах с наклонным спектром). Как правило, минералы группы эпидота в разных породах выступают в роли концентратора LREE, поэтому спектр распределения REE в них обычно приобретает в разной степени выраженный отрицательный наклон (Frei et al., 2004). Из сравнения с известными спектрами минералов группы эпидота напрашивается вывод, что клиноцоизит в клиноцоизитовых амфиболитах приобретает нехарактерный для него спектр распределения REE.

Содержание редкоземельных элементов в *титаните* было проанализировано в 2 зернах в пределах плаггиоклаз-амфиболовых симплектитов (рис. 52е). Титаниты характеризуются выпуклым спектром распределения REE с небольшой отрицательной европиевой аномалией и несколько повышенным содержанием лютеция. Такая форма спектра распределения REE свидетельствует о том, что титанит в клиноцоизитовых амфиболитах не мог сформироваться путём замещения граната – в противном случае титанит характеризовался бы иным, выпуклым в области HREE спектром распределения.

Содержание редкоземельных элементов в *рутиле* тоже было проанализировано в 2 зернах – включениях в крупном порфиробласте граната. Рутил высокониобиевый (2196–3046 ppm), содержание хрома при этом невысокое (около 650 ppm), отношение Nb/Ta = 38–42, Zr/Hf = 71–76. Высокое содержание ниобия и низкое – хрома объединяет проанализированный рутил с рутилами из метапелитов (Zack et al., 2004).

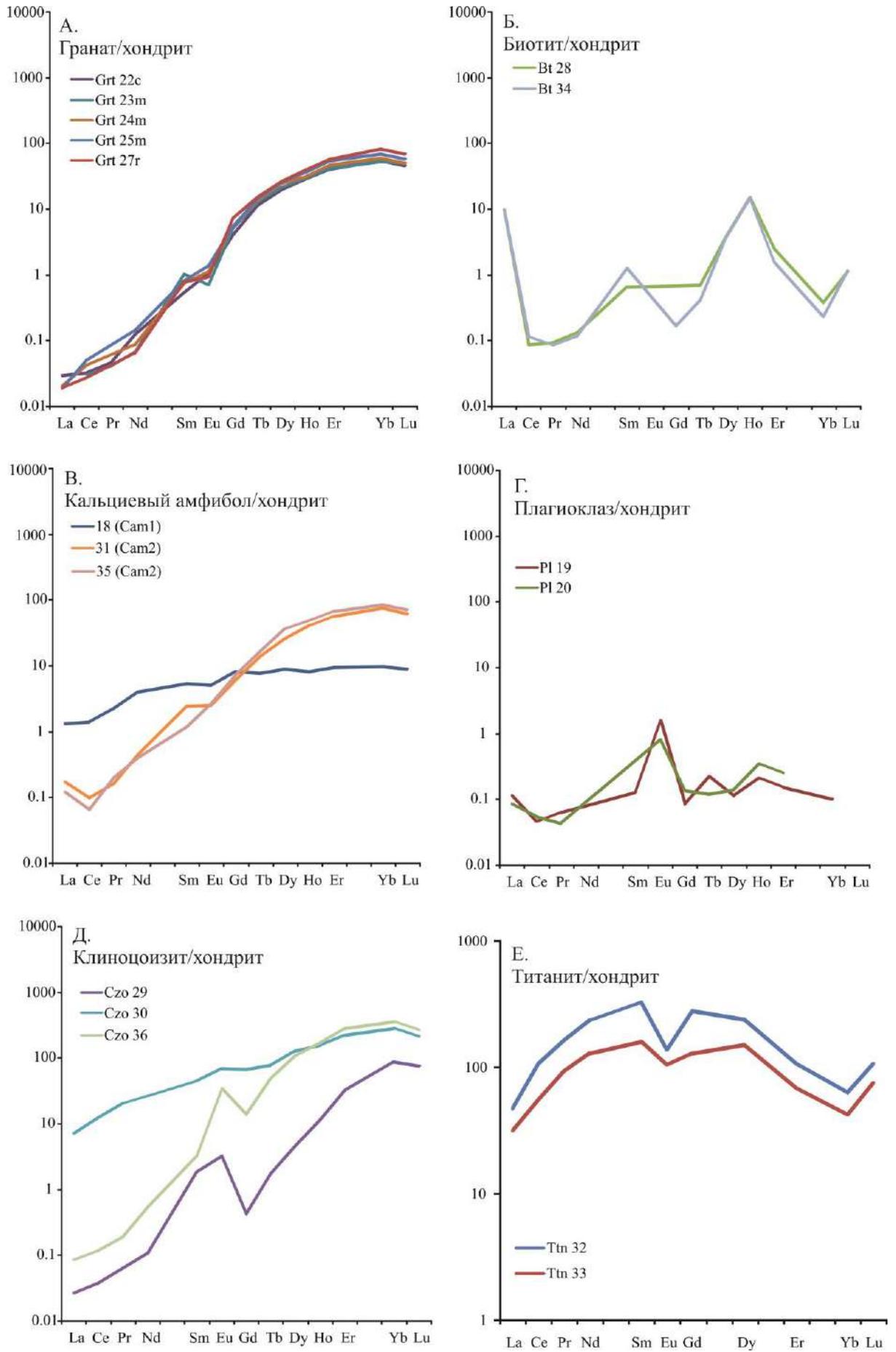


Рис. 52. Спектры распределения REE в минералах из клиноцоизитовых амфиболитов

Представляет интерес тот факт, что некоторые из минералов (клиноцоизит, кальциевый амфибол) приобретают нехарактерные для них спектры распределения REE (Акимова, Скублов, 2023). Так, спектр кальциевого амфибола из плагиоклаз-амфиболовых симплектитов вокруг граната весьма похож на спектр граната, по которому он развивается (рис. 53). При сопоставлении спектров граната и кальциевого амфибола из симплектитов видно, что спектр кальциевого амфибола отличается от спектра граната лишь несколько повышенным содержанием LREE, в особенности, лантана; а в области тяжелых REE его спектр полностью наследует спектр граната.

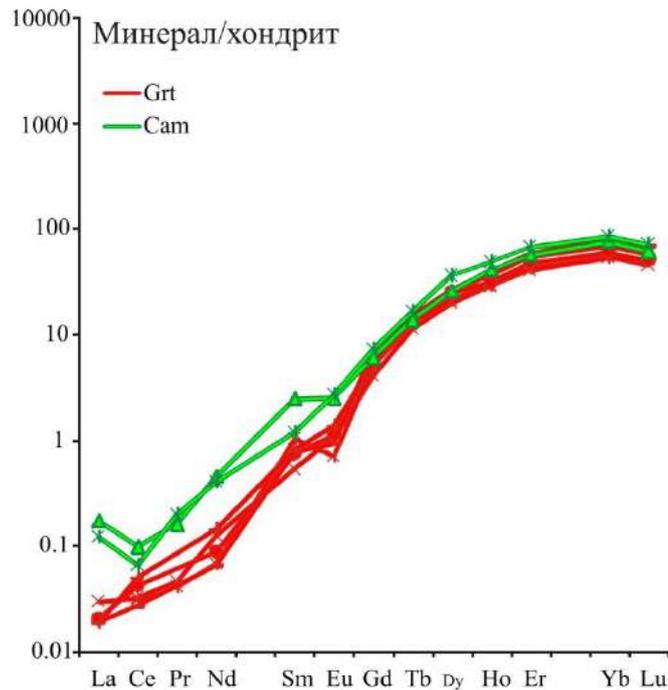


Рис. 53. Унаследование кальциевым амфиболом из плагиоклаз-амфиболовых симплектитов (Cam2) распределения REE граната (Grt).

Подобная картина наблюдается и для клиноцоизита. При сравнении спектра клиноцоизита и спектра кальциевого амфибола из матрицы амфиболитов видно, что хотя содержания всех REE в клиноцоизите выше, он отчасти копирует пологий спектр кальциевого амфибола (рис. 54).

Клиноцоизит развивается и по кальциевому амфиболу в области распространения плагиоклаз-амфиболовых симплектитов вокруг граната, частично наследуя при этом его спектр, который кальциевый амфибол, в свою очередь, унаследовал от граната. При этом спектр наследуется уже со значительными отличиями: меняется содержание REE (причем оно может как уменьшаться, так и увеличиваться), приобретает положительная европиевая аномалия, иногда повышается и содержание самария (рис. 55).

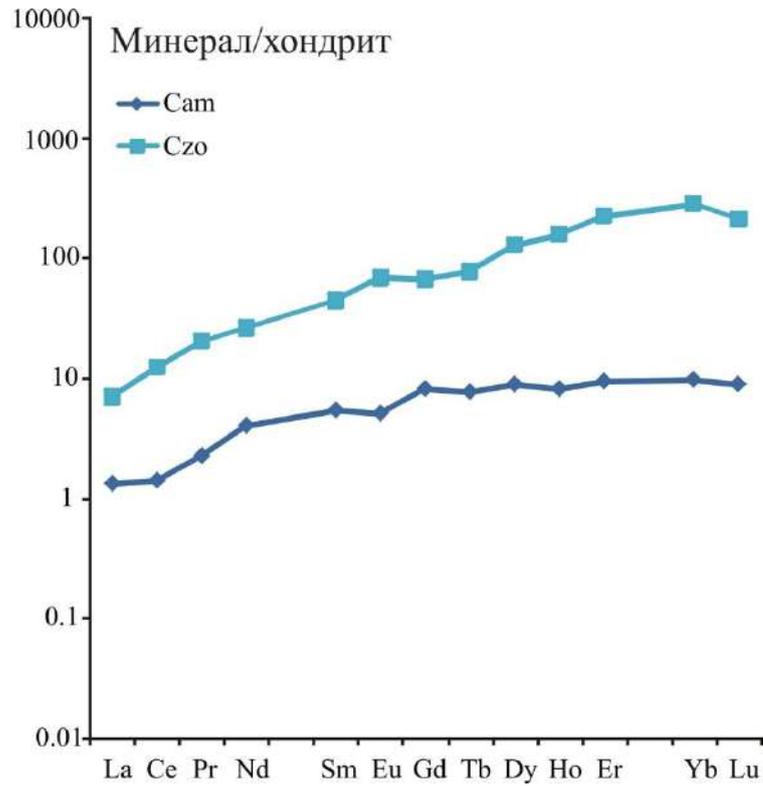


Рис. 54. Унаследование клиноцоизитом (Czo) спектра распределения REE кальциевого амфибола из матрицы породы (Cam1).

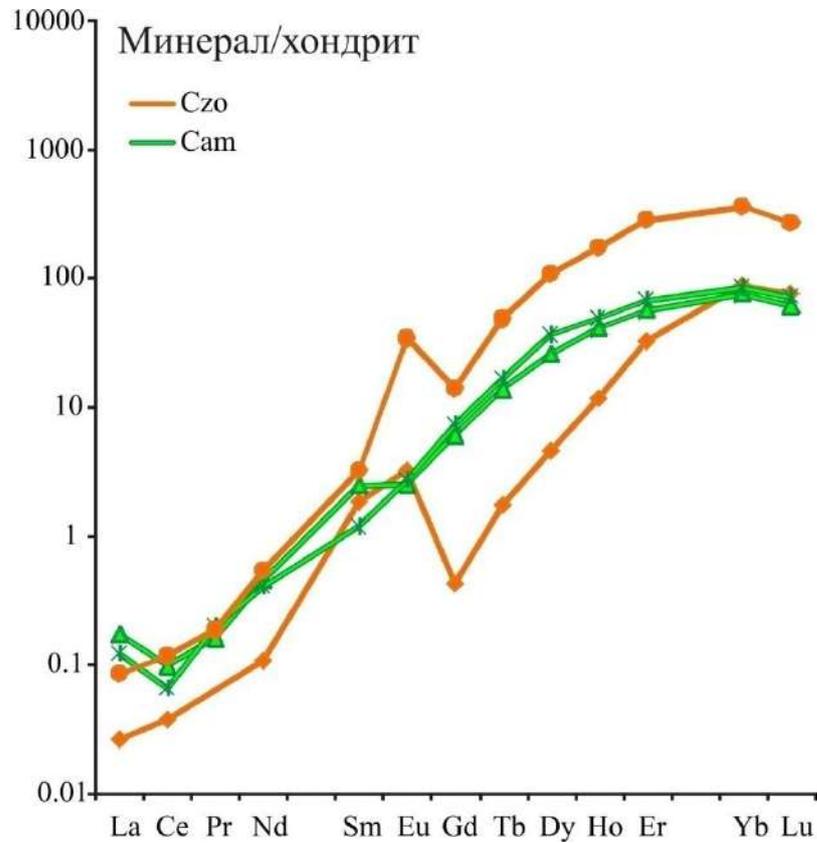


Рис. 55. Унаследование клиноцоизитом (Czo) спектра распределения REE кальциевого амфибола из плагиоклаз-амфиболовых симплектитов (Cam2), наследующего спектр граната.

Выводы к главе 4

Таким образом, установлено, что минералы корундсодержащих пород (гранат, кальциевый амфибол, апатит) и ассоциирующих с ними клиноцоизитовых амфиболитов в той или иной степени обогащены LREE на фоне вмещающих пород – гранатовых амфиболитов по габбро, а также кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Скублов, 2005). Отметим, что и суммарно в корундсодержащих породах и клиноцоизитовых амфиболитах фиксируется более высокое содержание LREE, чем в кианит-гранат-биотитовых гнейсах чупинской толщи (Мыскова и др., 2000; Терехов, 2007) и в гранатовых амфиболитах соответственно. В ассоциирующих с корундсодержащими клиноцоизитовых метасоматитах установлен эффект наследования распределения REE при замещении граната Са-амфиболом и клиноцоизитом.

Глава 5. Флюидные включения в минералах метасоматитов и вмещающих пород проявления Хитоостров

Среди вмещающих пород изучены 3 образца гнейсов чупинской толщи и 2 образца гранатовых амфиболитов. Во всех разновидностях этих пород есть кварц, поэтому именно в нём изучались флюидные включения. Как правило, это цепочки включений неправильной формы размерами 5 – 20 мкм.

В мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсах на контакте с проявлением корундсодержащих пород присутствуют цепочки первично-вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -33^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -21^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 17 вес.% CaCl_2 и 5 вес.% NaCl), также встречены немногочисленные вторичные водно-солевые включения со средними $T_{ml} = -23^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -6^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 7 вес.% NaCl) (рис. 56 а, б).

В мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсах на некотором удалении от проявления корундсодержащих пород присутствуют цепочки первично-вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -49^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -13^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 15 вес.% CaCl_2 и 1 вес.% NaCl), а также менее распространенные цепочки вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -57^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -19^{\circ}\text{C}$ (вероятно, система $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{LiCl}_2$) (рис. 56 г).

В мигматизированных гранат-биотитовых гнейсах на некотором удалении от проявления корундсодержащих пород присутствуют цепочки первично-вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -51^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -21^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 20 вес.% CaCl_2 и 1 вес.% NaCl), а также цепочки вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -49^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -7^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 10 вес.% CaCl_2 и 1 вес.% NaCl) (рис. 56 в).

В мигматизированных гранатовых амфиболитах встречены единичные первичные водно-солевые включения со средними $T_{ml} = -44^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -25^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 21 вес.% CaCl_2 и 2 вес.% NaCl), цепочки первично-вторичных включений со средними $T_{ml} = -40^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -9^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 12 вес.% CaCl_2 и 1 вес.% NaCl), а также единичные вторичные водно-солевые включения со средними $T_{ml} = -12^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = 0^{\circ}\text{C}$ (что соответствует ≤ 5 вес % экв. NaCl) (рис. 57).

Во всех разновидностях пород с водно-солевыми включениями в ассоциации иногда встречаются мелкие газовые (азотные) включения.

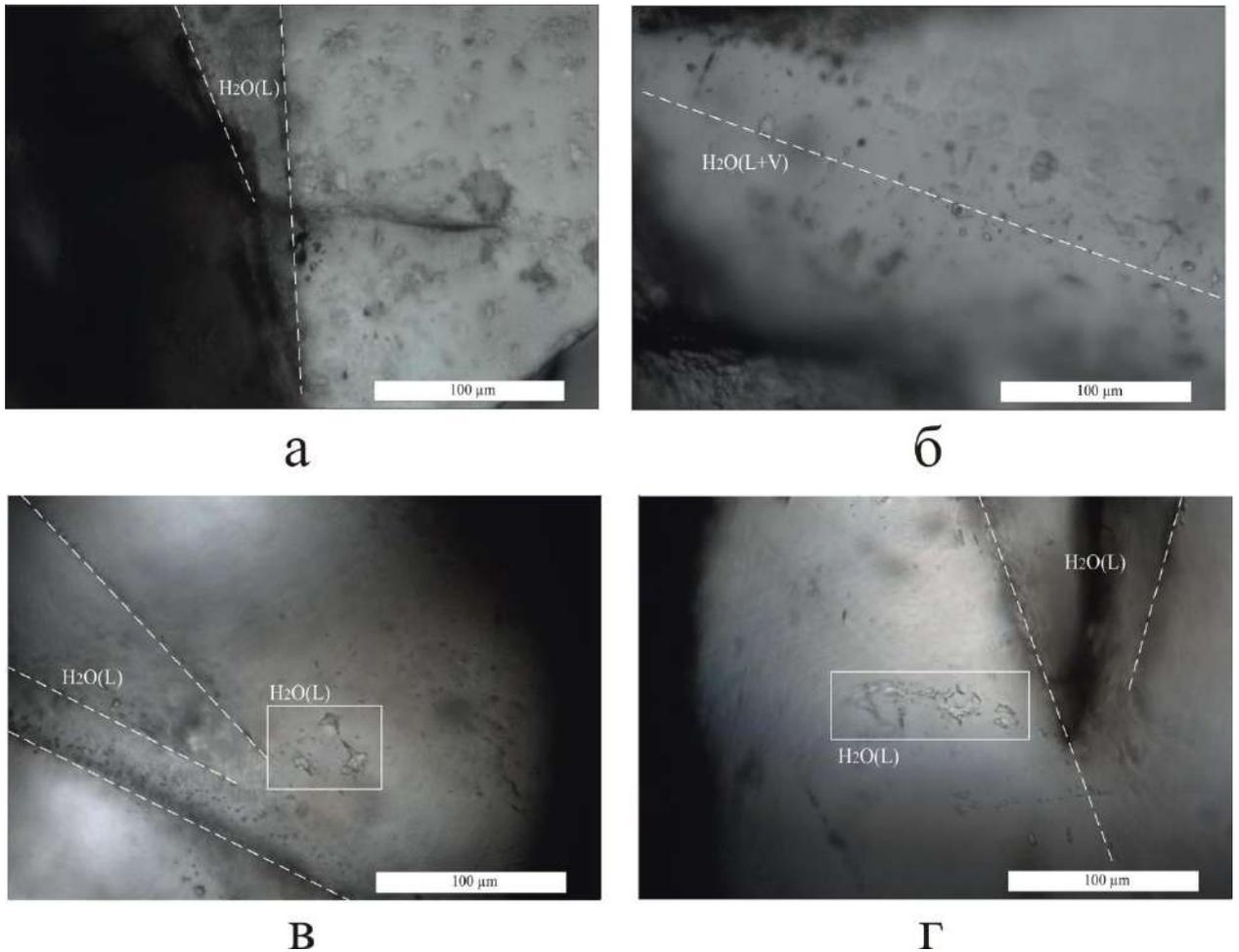


Рис. 56. Флюидные включения во вмещающих породах: а – цепочки вторичных водно-солевых включений в кварце из кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи на контакте с корундсодержащими метасоматитами, б – цепочка первично-вторичных водно-солевых включений в кварце из кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи на контакте с корундсодержащими метасоматитами, в – группа первично-вторичных и цепочки вторичных водно-солевых включений в кварце из гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи на удалении от контакта с корундсодержащими метасоматитами, г – группа первично-вторичных и цепочки вторичных водно-солевых включений в кварце из кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи на удалении от контакта с корундсодержащими метасоматитами. L – жидкость, V – газ. Пунктирными линиями обозначены цепочки флюидных включений, прямоугольниками – группы флюидных включений.

В корундсодержащих породах (5 образцов) отсутствует кварц, поэтому включения изучались в других минералах. В корунде и кианите присутствуют только первично-вторичные углекислотные флюидные включения сложной полигональной или округлой формы размером от 5 до 20 мкм, реже до 60 мкм, расположенные, как правило, цепочками

(рис. 58–60). В плагиоклазе и гранате, помимо углекислотных (рис. 61 б), распространены также водно-солевые включения.

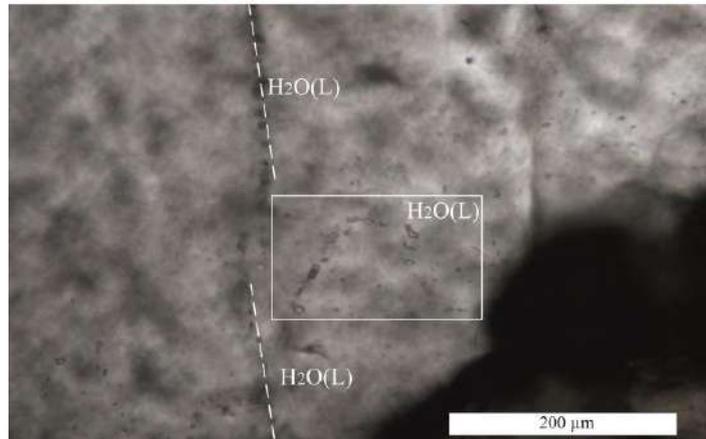


Рис. 57. Группа первично-вторичных и цепочки вторичных водно-солевых включений в кварце из гранатовых амфиболитов. Пунктирными линиями обозначены цепочки флюидных включений, прямоугольниками – группы флюидных включений.

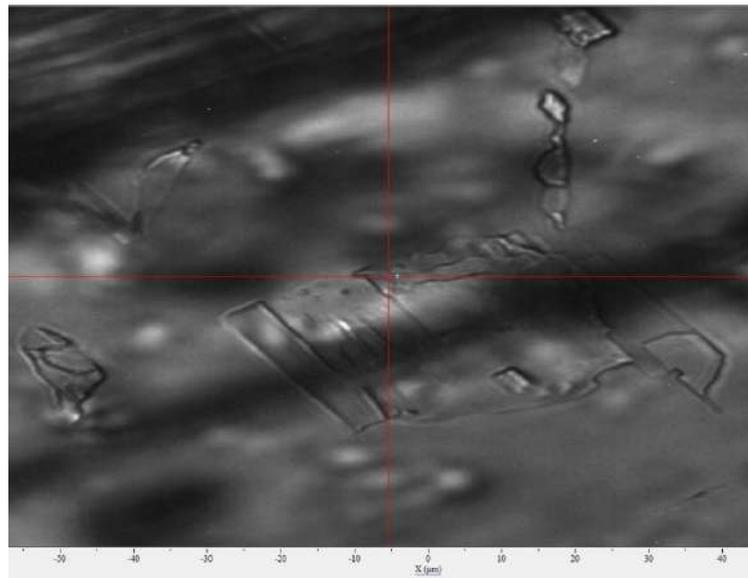


Рис. 58. Углекислотные включения в кианите из зоны 1 корундсодержащих метасоматитов (образец EA16-004).

В породах зоны 2 в гранате распространены водно-солевые включения вытянутой, округлой или более сложной формы размером от 1 до 10 мкм. Они расположены небольшими группами вдали от трещин отдельности, поэтому мы предполагаем, что это первично-вторичные включения (рис. 61 а). Иногда в них диагностируются дочерние фазы, представленные кальцитом. Для них средние $T_{m1} = -46^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -32^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 24 вес.% CaCl_2 и 2 вес.% NaCl).

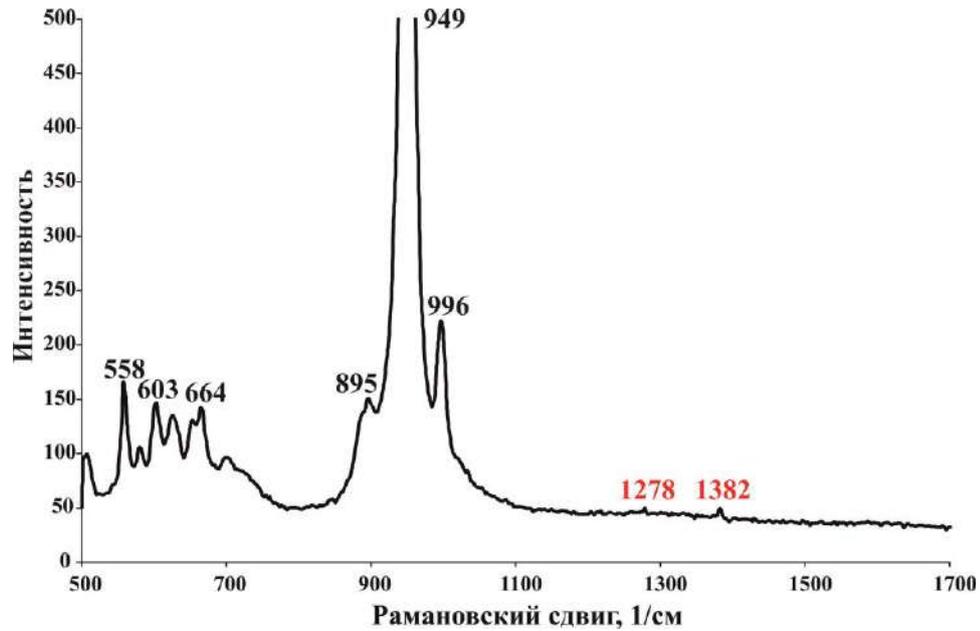


Рис. 59. Рамановский спектр кианита (пики подписаны черным цветом) и углекислотного включения в нём (пики подписаны красным цветом)

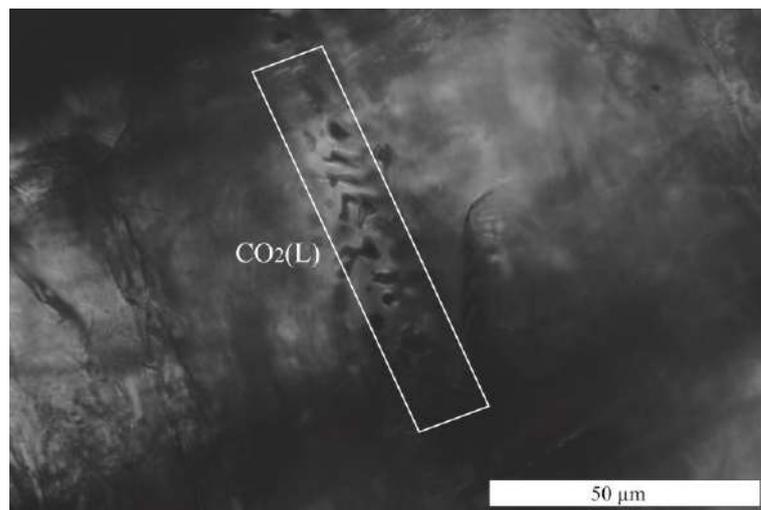


Рис. 60. Цепочка первично-вторичных углекислотных включений (обозначена белым прямоугольником) в корунде из амфиболсодержащих корундсодержащих метасоматитов, зона 4 (образец КН1-010).

В породах зоны 3а в гранате обнаружены лишь единичные первично-вторичные водно-солевые включения вытянутой, округлой или более сложной формы размером от 1 до 10 мкм. В них также иногда диагностируются дочерние фазы, представленные кальцитом. Для них средние $T_{m1} = -49^{\circ}\text{C}$, $T_{m2} = -33^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 24 вес.% CaCl_2 и 2 вес.% NaCl). В породах этой зоны также распространены водно-солевые включения в плагиоклазе – чаще всего мелкие (около 5 мкм), расположены вдоль трещин спайности, в зонах серицитизации, поэтому мы предполагаем, что это вторичные включения (рис. 60 в).

Для них средние $T_{m1} = -27^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -13^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 11 вес.% CaCl_2 и 6 вес.% NaCl).

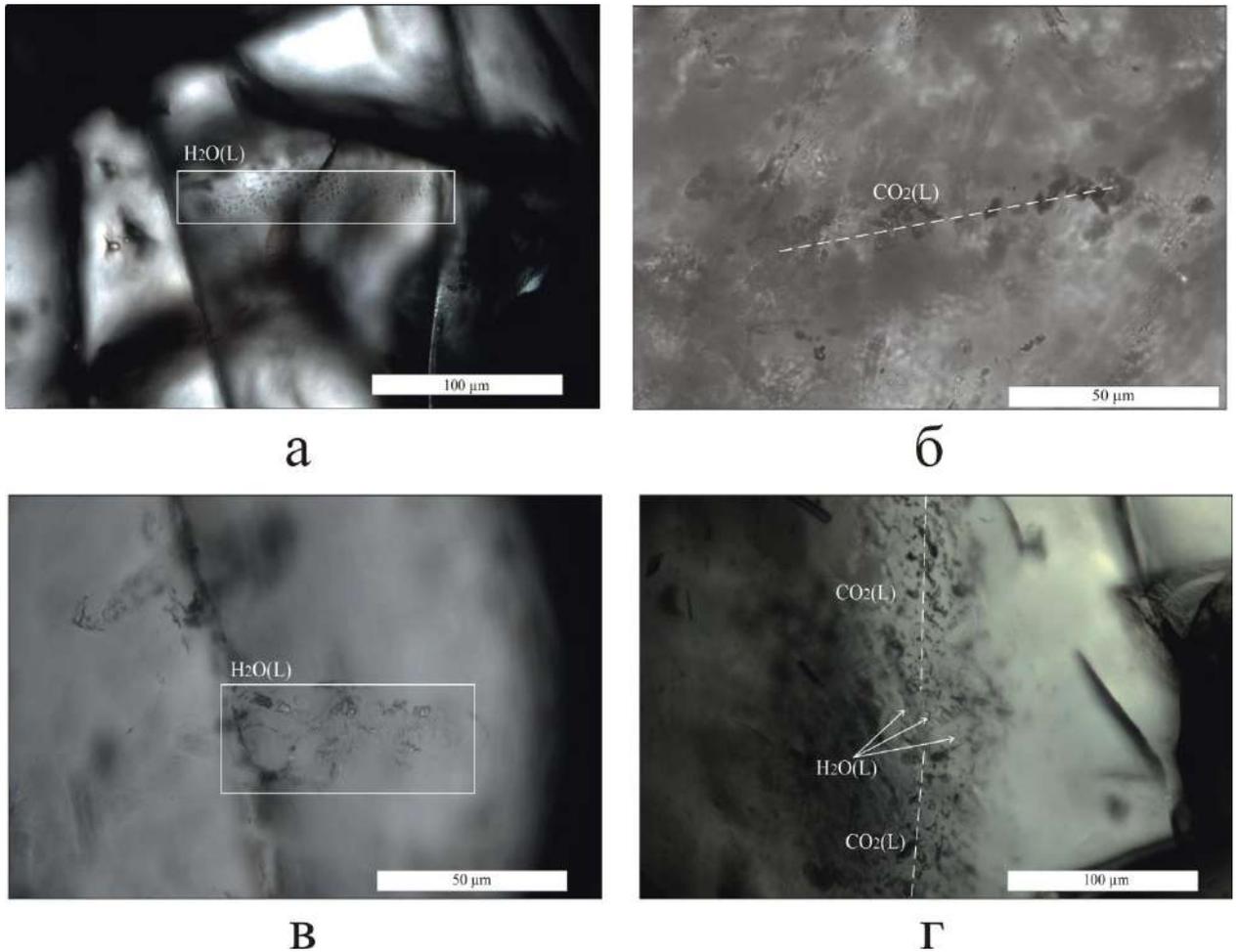


Рис. 61. Флюидные включения в минералах корундсодержащих метасоматитов: а – группа первично-вторичных водно-солевых включений в гранате из безамфиболовых корундсодержащих метасоматитов, зона 2, б – цепочка первично-вторичных углекислотных включений в плагиоклазе из амфиболсодержащих корундсодержащих метасоматитов, зона 4, в – цепочка вторичных водно-солевых включений в плагиоклазе из безамфиболовых корундсодержащих метасоматитов, зона 3а, г – цепочка первично-вторичных водно-солевых и углекислотных включений в гранате из плагиоклазитов. Пунктирными линиями обозначены цепочки флюидных включений, прямоугольниками – группы флюидных включений.

В породах зоны 4 в гранате распространены водно-солевые включения вытянутой, полигональной формы размером от 1 до 20 мкм (рис. 62 а–г, рис. 63). Они расположены цепочками или небольшими группами, но вдали от трещин отдельности, поэтому мы предполагаем, что это первично-вторичные включения. Иногда в них диагностируются

дочерние фазы, представленные кальцитом (рис. 64, 65). Для них средние $T_{m1} = -42^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -32^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 23 вес.% CaCl_2 и 3 вес.% NaCl).

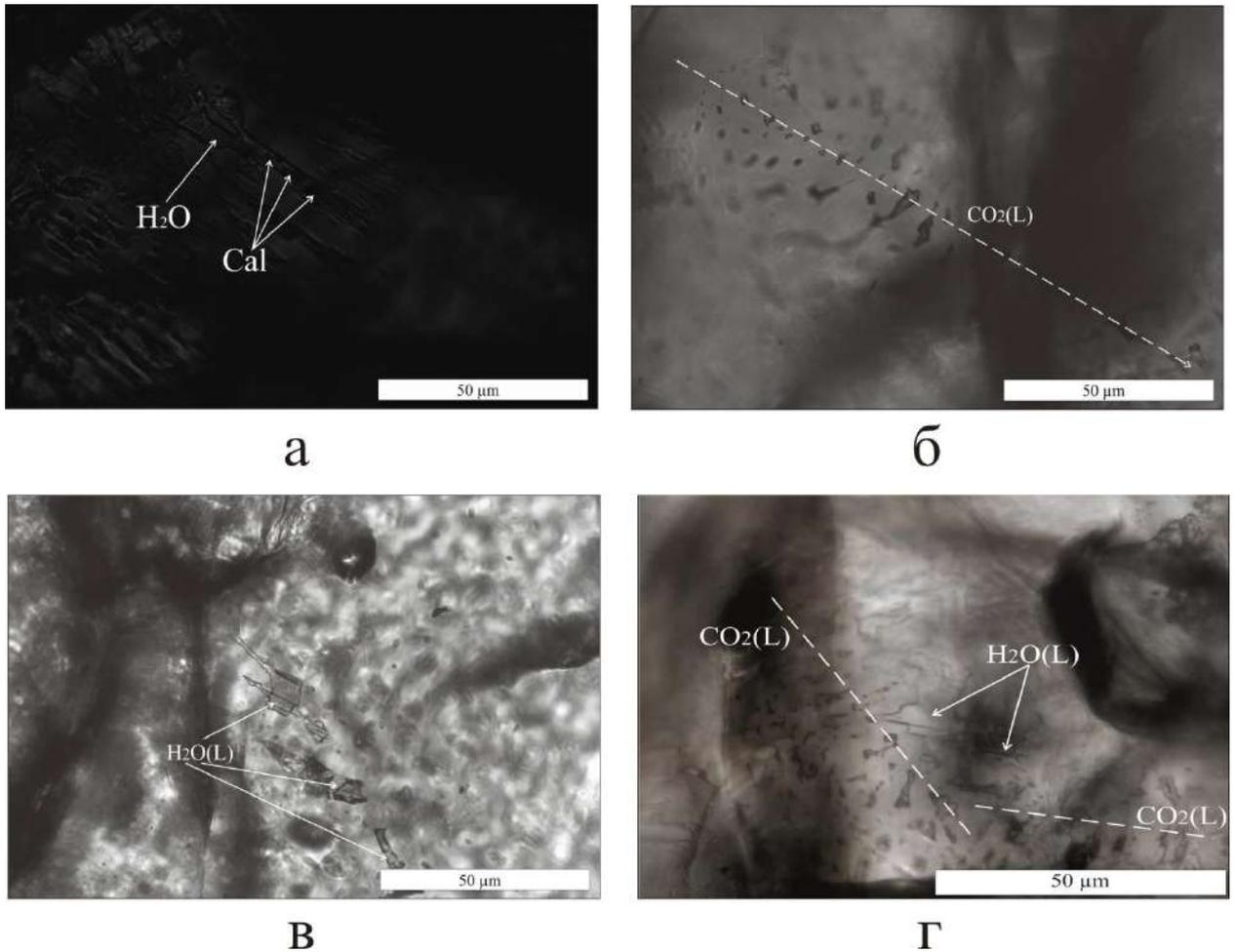


Рис. 62. Флюидные включения в гранате из зоны 4 корундсодержащих метасоматитов (образец КН1-010): а – первично-вторичные водно-солевые включения с кристаллами кальцита, б – цепочка первично-вторичных углекислотных включений, в – группа первично-вторичных водно-солевых включений, г – группа первично-вторичных водно-солевых и углекислотных включений. Пунктирными линиями обозначены цепочки флюидных включений.

В гранат-биотитовых плагиоклазитах в гранате также распространены первично-вторичные водно-солевые включения вытянутой, полигональной или более сложной формы размером от 1 до 15 мкм (рис. 61 г). Иногда в них тоже диагностируются дочерние фазы, представленные кальцитом. Для них средние $T_{m1} = -45^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -34^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 25 вес.% CaCl_2 и 2 вес.% NaCl).

Сводная таблица микротермометрических данных помещена в Приложении 5.

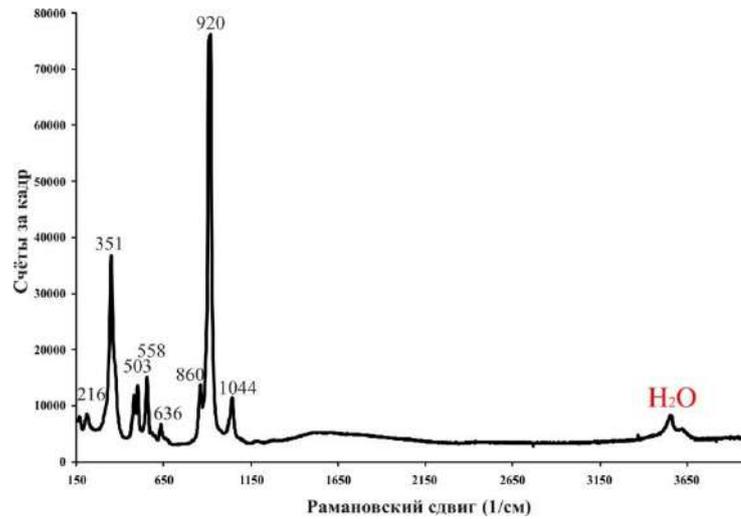


Рис. 63. Рамановский спектр граната (пики подписаны черным цветом) и водно-солевого включения в нем.

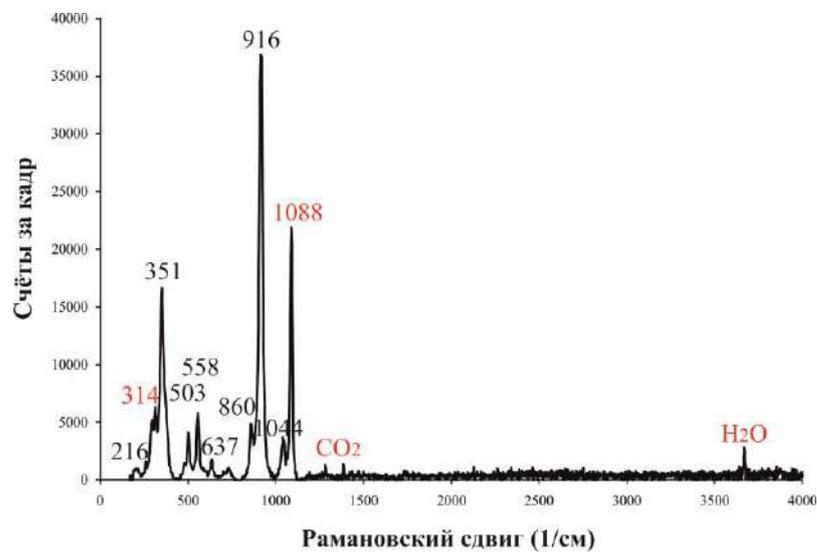


Рис. 64. Рамановский спектр граната (пики подписаны черным цветом) и водно-солевого включения с CO_2 и карбонатом в нем.

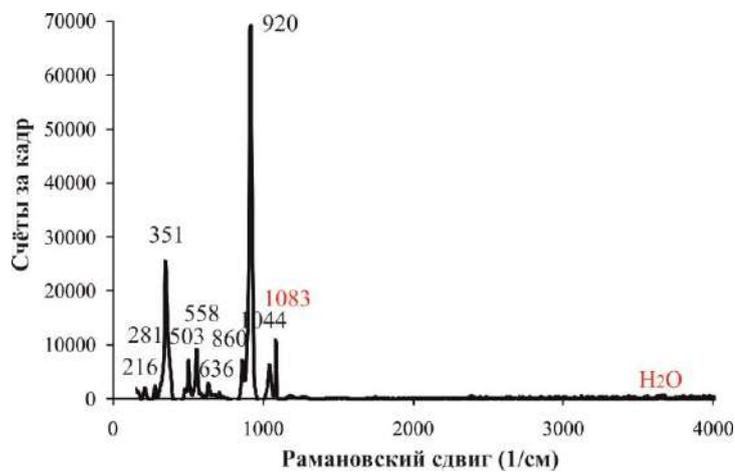


Рис. 65. Рамановский спектр граната (пики подписаны черным цветом) и водно-солевого включения с карбонатом в нем.

Выводы к главе 5

Опираясь на результаты исследования флюидных включений в минералах корундсодержащих и вмещающих пород, мы можем сделать следующие выводы.

1. В минералах корундсодержащих и вмещающих пород обнаружены сходные по солевому составу водно-солевые включения, содержащие NaCl и CaCl₂. По-видимому, такие включения характерны и для других пород Беломорского подвижного пояса – для решения этого вопроса нужны дополнительные исследования. Сходство солевого состава флюидных включений в корундсодержащих и вмещающих породах свидетельствует о том, что эти породы формировались в едином процессе (свекофеннский этап регионального метаморфизма).

2. При этом флюидные включения в минералах корундсодержащих пород характеризуются несколько более высокой общей солёностью. По всей видимости, в равновесии с минералами корундсодержащих метасоматитов находился флюид (раствор хлоридов Ca и Na), несколько отличный по составу от порового флюида вмещающих гнейсов чупинской толщи и гранатовых амфиболитов – характеризующийся более высокой концентрацией солей, в частности, CaCl₂.

Глава 6. Изотопно-геохимическая характеристика среды минералообразования

6.1. Геохимия изотопов благородных газов

Благородные газы – надежные индикаторы условий минералообразования, поскольку в различных резервуарах Земли их изотопные отношения различаются на порядки величины (табл. 3) (Ozima, Podosek, 2002). Результаты исследования изотопного состава благородных газов приведены в табл. 4 (Akimova, Lokhov, 2015; Лохов и др., 2016).

Табл. 3. Изотопные и элементные отношения аргона и гелия в главных резервуарах Земли

Резервуар	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$
Примитивная мантия	$5 \cdot 10^{-5}$	3000 - 5000	1-5
Деплетированная верхняя мантия	$1.4 \cdot 10^{-5}$	20000 - 30000	5-10
Континентальная кора	$10^{-7} - 10^{-8}$	5000 - 10000	0.01 - 10
Атмо- и гидросфера	$1.2 \cdot 10^{-6}$	296,5	0.002

Табл. 4. Результаты анализа изотопного состава благородных газов в пробах корундсодержащих и вмещающих пород Хитоострова.

Образец	Описание	$\delta^{18}\text{O}$	^4He $\cdot 10^{-6}$, см ³ / г	^3He $\cdot 10^{-6}$, см ³ / г	$^3\text{He}/^4\text{He}$, $\cdot 10^{-6}$	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	^{40}Ar $\cdot 10^{-6}$, см ³ / г	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$
Khi-001	Амфиболизированное габбро	5.7	1.28	0.12	0.09	331	6.78	10700	0.19
Khi-002	Амфиболизированное габбро	6	4.00	0.35	0.09	390	6.40	8186	0.63
NK13-006/10	Амфиболизированное габбро	5.7	1.54	0.11	0.07	440	3.90	8154	0.39
NK13-069	Амфиболизированное габбро	- 5.5	7.06	0.51	0.07	805	7.00	7728	1.01
Khi-006	Grt-Bt гнейс	-7	0.48	0.07	0.15	155	7.69	4197	0.06
Khi-007a	Плагиоклазит	-9	1.62	0.41	0.25	328	8.34	4895	0.19
Khi-007b	Пелитизированный плагиоклазит	-9	2.96	0.34	0.12	171	23.6 0	1025	0.13
NK13-064/6	Grt-Bt-Hbl-Pl порода с Crn, St, Ged	- 9.4	1.62	0.42	0.26	328	13.9 0	4786	0.12
Ea16-002	Grt-Bt-Hbl-Pl порода с Crn и St	-15	0.61	0.22	0.36	182	6.37	4640	0.10

Khi-008a	Hbl-Grt-Bt-Pl порода	-17	1.63	0.15	0.09	218	12.4 0	3769	0.13
Khi-008b	Амфиболит	-17	1.11	0.23	0.21	212	17.5 0	13780	0.06
NK13-065	Вт гнейс	8.8	1.54	0.29	0.19	478	7.90	5810	0.19
NK11-071/1	Ку-Grt-Bt гнейс	- 7.3	0.72	0.19	0.26	131	6.20	4514	0.12
NK11-037В/1	Ку-Grt-Bt гнейс	8.1	48.1 0	4.67	0.10	353	8.20	5227	5.87
Ch-1	Ку-Grt-Bt гнейс	8	30.1 0	3.31	0.11	360	5.10	5420	5.90
blank			0.00 1			3.1	0.03	630	0.03

Примечание. Образец NK11-037В/1 отобран в районе пос. Чупа, Ch-1 – в районе пос. Карельский. $\delta^{18}\text{O}$ – из работы И.Н. Биндемана с соавторами (Bindeman et al., 2014).

Первичные аналитические данные необходимо скорректировать на некоторые компоненты, которые являются мешающим фактором при дальнейших рассуждениях.

1. *Коррекция ^3He на космогенную компоненту* была произведена во всех образцах, за исключением корундсодержащих метасоматитов, которые отобраны из выработки со свежей поверхностью. Учитывались темпы генерации космогенного гелия (Niedermann, 2002; Farley et al., 2006) и реальное время экспозиции ледникового рельефа северной Карелии, составляющее около 20 тыс. лет. Максимально возможное количество космогенного ^3He составляет $n \times 10^{-14}$ см³/г ($\geq 10\%$ от наблюдаемых значений).

2. *Коррекция ^3He на нуклеогенную компоненту.* Оценка вклада нуклеогенного ^3He выполнена с учетом данных (Ballentine, Burnard, 2002). В гнейсах чупинской толщи с возрастом метаморфизма около 1900 млн лет и содержаниями Li = 5 – 10 ppm, U, Th = 3-5 ppm (Bindeman, Serebryakov, 2011) количество нуклеогенного ^3He составляет не более $n \times 10^{-13}$ см³/г, а в метасоматитах с Li < 1 ppm, U, Th = 1-2 ppm (Терехов, Левицкий, 1991; Bindeman, Serebryakov, 2011) - гораздо меньше. Таким образом, вклад нуклеогенного гелия также $\geq 10\%$ от наблюдаемых значений.

3. *Коррекция ^{40}Ar на радиогенную компоненту,* выделяющуюся из решетки минералов при дроблении (Буйкин и др., 2018) и мигрирующую из решетки во флюидные включения. Диффузией радиогенного аргона во флюидные включения из решетки минералов можно было бы пренебречь, поскольку K-Ar возраст слюд и амфиболов (Будницкий, 2013) в пределах погрешности совпадает с U-Pb возрастом по метаморфическим оболочкам цирконов (Bindeman et al., 2014), хотя методика пробоподготовки для K-Ar датирования предполагает в данном случае тонкое истирание проб. Значит, потерь радиогенного аргона из калийсодержащих минералов при

дроблении и его диффузии во флюидные включения не было. Количественно оценить процент выделяющегося при дроблении амфиболов ^{40}Ar можно также путем сравнения данных по ступенчатому нагреванию и ступенчатому дроблению зерен (монофракция 0,5-0,25 мм) этого минерала.

Ступенчатое нагревание амфибола (навеска 6.75 мг). Видно, что ^{40}Ar выделяется только при высоких температурах (1100 - 1400°C) (рис. 66). Этот температурный интервал соответствует структурному преобразованию амфибола, происходящему при его дегидратации (Foldvari, 2011), поэтому очевидно, что в этом интервале выделяется весь аргон - находившийся во включениях и в решетке амфибола. Всего выделилось $2,7 \cdot 10^{-5}$ г. радиогенного аргона.

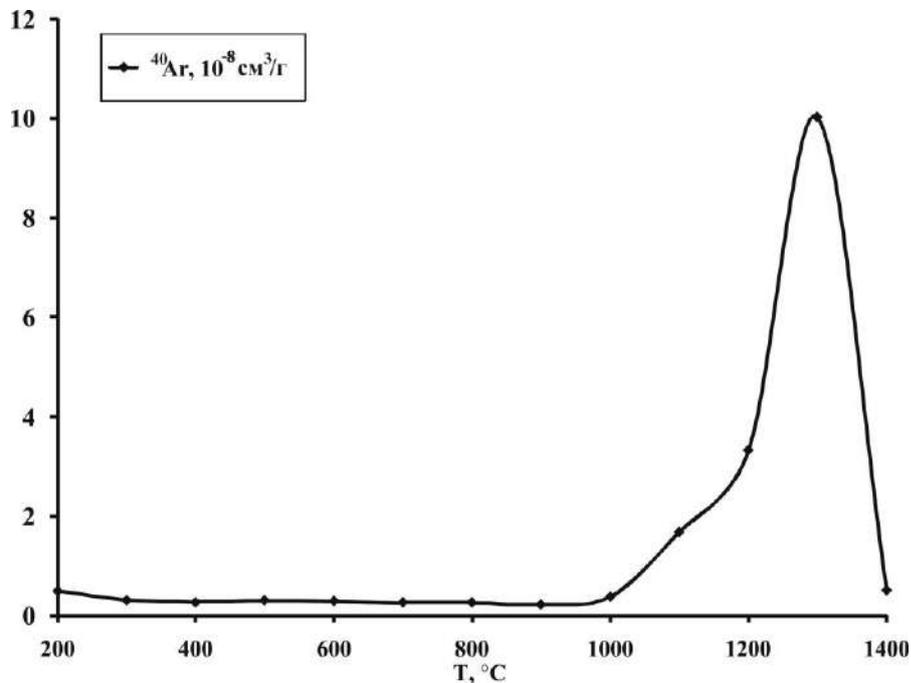


Рис. 66. График выделения ^{40}Ar из амфибола при ступенчатом нагревании

Ступенчатое дробление амфибола (навеска 94.53 мг). При ступенчатом дроблении выделилось намного меньше аргона - $6 \cdot 10^{-6}$ г. Это около 22% от всего аргона, выделившегося при нагревании. То есть, доля радиогенного аргона, выделившегося при ступенчатом дроблении, составляет 22% от всего аргона, выделившегося при ступенчатом нагревании. Поскольку при дроблении в вакууме (методика, реализованная в ЦИИ ВСЕГЕИ) не достигается такого количества ударов, как при ступенчатом дроблении, количество выделенного радиогенного аргона будет ещё меньше.

Скорректированные результаты исследования показывают, что изотопные составы благородных газов мало различаются во флюидных включениях минералов пород с

нормальным и аномально-легким изотопным составом кислорода, однако элементные соотношения различны.

На рис. 67 приведены соотношения нерадиогенных изотопов гелия, неона и аргона. Породы характеризуются широкими вариациями коррелированных величин отношений $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ при их уменьшении более чем на два порядка величины в направлении от исходных вмещающих гнейсов к породам центральной части проницаемой зоны, имеющим аномальный изотопный состав кислорода. Во флюидных включениях всех изученных пород наблюдаются исключительно высокие величины отношений $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$, по отношению к атмосферным газам (Акимова и др., 2017). Столь значительные эффекты фракционирования гелия и неона относительно аргона вряд ли возможно объяснить равновесным фракционированием газов в системе флюид-минералы. По-видимому, при формировании метаморфического и метасоматического флюидов существенную роль играла диффузия газов из минералов древних пород во флюид. Этот эффект рассматривается как основной механизм транспорта благородных газов в кристаллических ниже- и среднекоровых породах (Ballentine, Burnard, 2002).

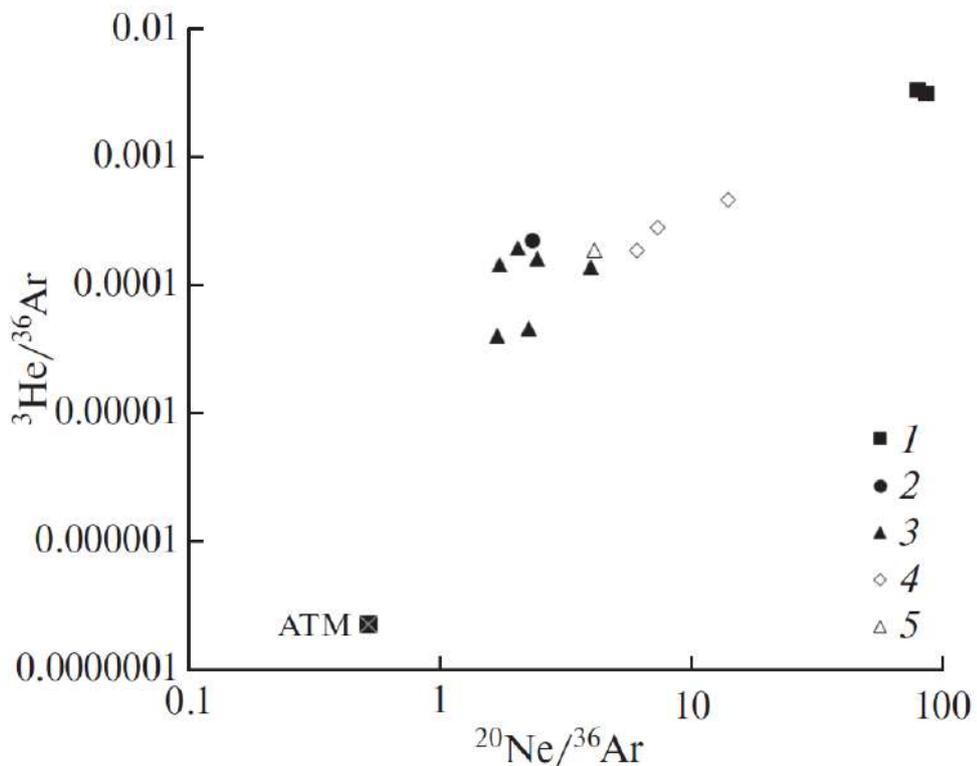


Рис. 67. Соотношения нерадиогенных изотопов гелия, неона и аргона (Акимова и др., 2017). Условные обозначения: гнейсы и метасоматиты по ним: 1 – на удалении от Хитоострова (образцы NK11-037B/1, Ch-1), 2 – в пределах Хитоострова с нормальным

изотопным составом кислорода (NK13-065), 3 – в пределах Хитоострова с аномальным составом кислорода (NK11-071/1, Khi-006, Khi-007a, NK13-064/6, Ea16-002, Khi-008a, Khi-008b), 4 – амфиболитизированное габбро с нормальным изотопным составом кислорода (Khi-001, Khi-002, NK13-006/10) 5 – амфиболит по габбро с аномальным изотопным составом кислорода (NK13-069). АТМ – соотношения изотопов в атмосфере.

На рис. 68 показано, что уменьшение величины отношения ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ вызвано уменьшением концентраций гелия (следовательно, и неона) в породах из проницаемой зоны. На рис. 69, однако, показано, что уменьшение отношения ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ в проницаемой зоне связано и с некоторым ростом концентрации ${}^{36}\text{Ar}$. Однако ведущим фактором уменьшения величин ${}^{20}\text{Ne}/{}^{36}\text{Ar}$ и ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ в проницаемой зоне, по сравнению с вмещающими породами, явилось уменьшение концентраций гелия и неона (Акимова и др., 2017).

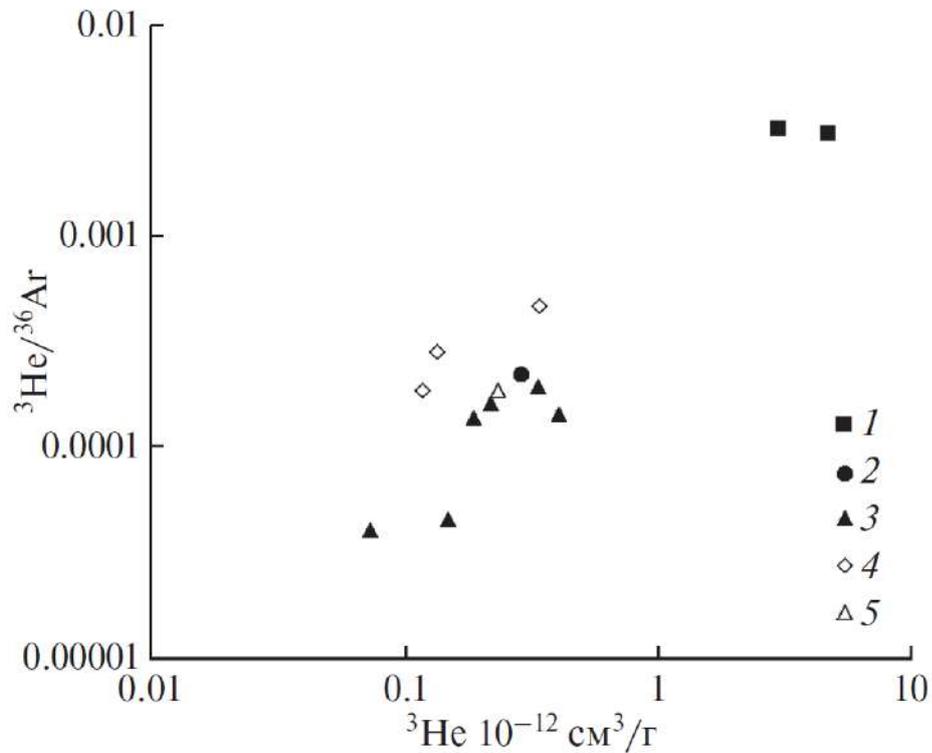


Рис. 68. Зависимость величины отношения ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ от концентрации ${}^3\text{He}$ (Акимова и др., 2017). Условные обозначения такие же, как на рис. 67.

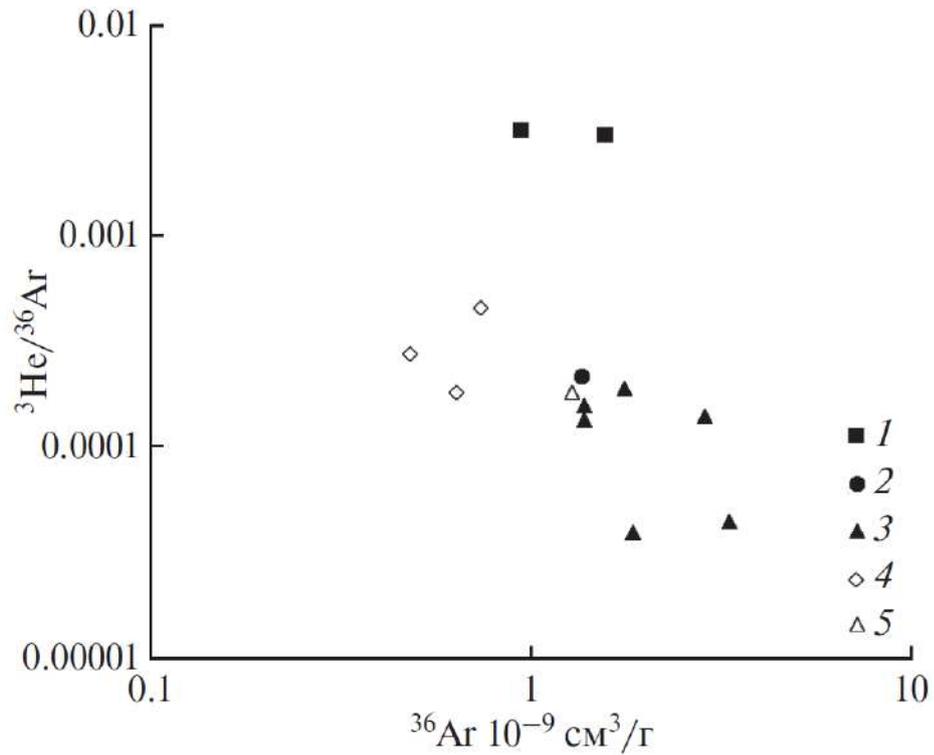


Рис. 69. Зависимость величины отношения $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ от концентрации ^{36}Ar (Акимова и др., 2017). Условные обозначения такие же, как на рис. 67.

На рис. 70 приведены соотношения изотопов аргона. Как видно из простого построения, для того, чтобы получить измеренную величину $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 4000 - 5000$ в метасоматитах, к аргону в составе гипотетической исходной глинистой породы с возрастом 2750 млн лет с $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 750$ нужно добавить порядка $1 \times 10^{-5} \text{ cm}^3/\text{g}$ радиогенного ^{40}Ar (Акимова и др., 2017), что маловероятно.

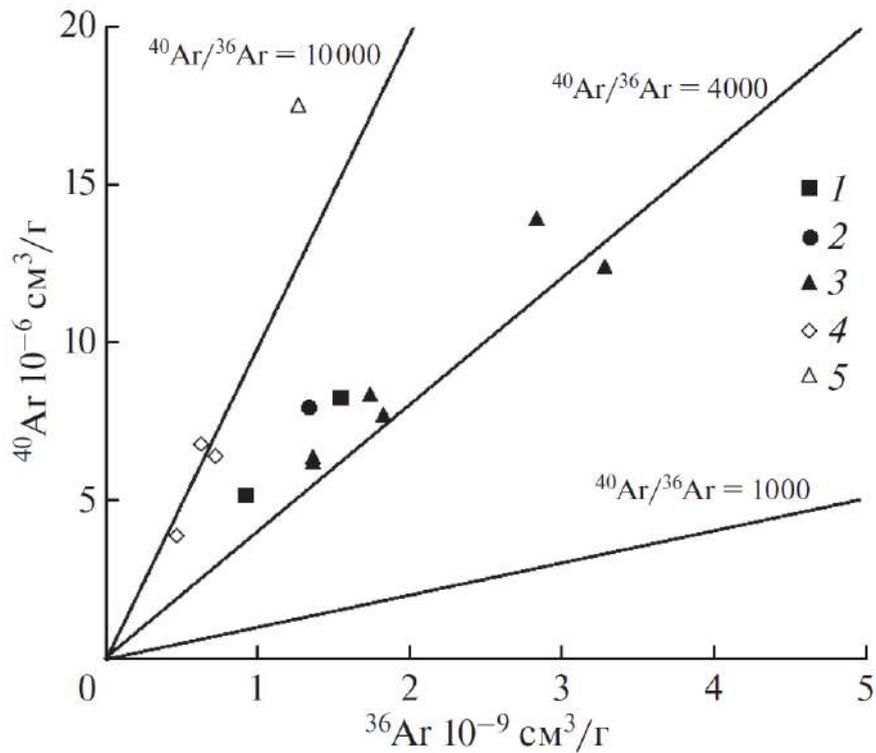


Рис. 70. Изотопы аргона в породах. Условные обозначения такие же, как на рис. 67.

На рис. 71 приведены соотношения изотопов гелия. Породы с нормальным изотопным составом кислорода как вне проницаемой зоны, так и в ее пределах характеризуются узким диапазоном величин $^3\text{He}/^4\text{He} = (0.71 - 1.1) \times 10^{-7}$, а в метасоматитах с аномальным изотопным составом кислорода эта величина повышена и достигает $(2.1 - 3.6) \times 10^{-7}$. Такое различие связано с тем, что, при сопоставимой концентрации ^3He , в них меньшее количество ^4He (рис. 71). Повышенное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах с аномально-лёгким кислородом, по всей видимости, является характерной особенностью метасоматического флюида, приведшего к формированию пород с корундом (Акимова и др., 2017).

Отметим, что пониженные значения $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ описаны в нижнекоровых ксенолитах Беломорского подвижного пояса (Ветрин и др., 2007), где они связываются с наличием мантийного ^3He в составе захваченного флюида.

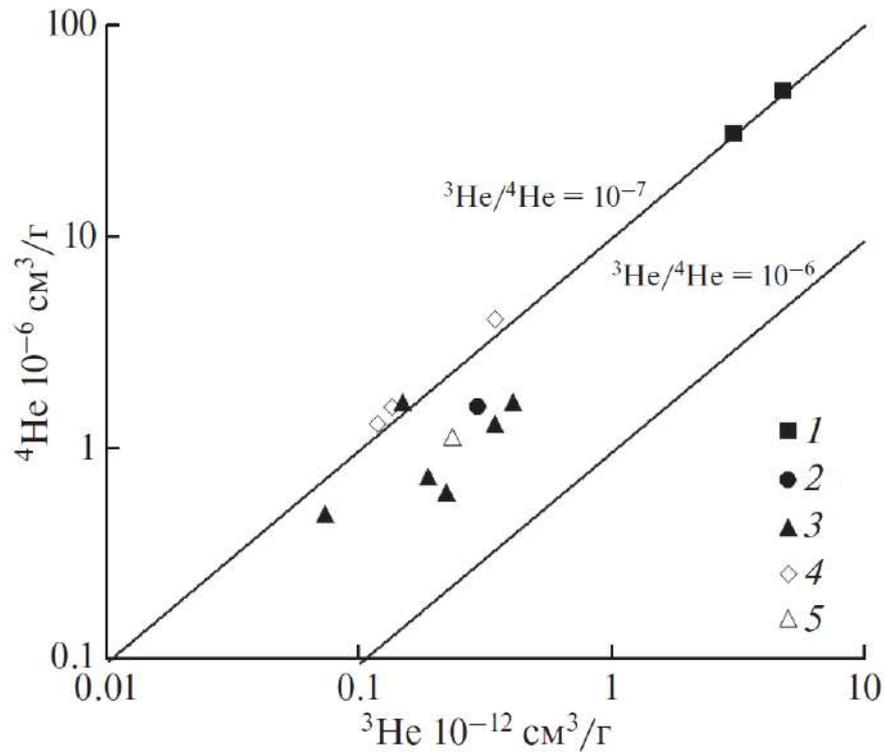


Рис. 71. Изотопы гелия в породах. Условные обозначения такие же, как на рис. 67.

На рис. 72 приведена систематика соотношений нерадиогенных изотопов неона, аргона, а также изотопного состава аргона. В данных координатах четко фиксируются современные резервуары благородных газов: верхняя мантия, атмосфера, газы, растворенные в поверхностной воде, газы из глинистых минералов (Ozima, Podosek, 2002; Harrison et al., 2003). Помимо параметров современных глин (точка 1), обозначены расчетные значения на момент метаморфических преобразований (1.89 млрд. лет назад) для осадочных пород с глинистой компонентой, имеющих возраст седиментации около 2.75 млрд. лет и характеризующихся содержанием $K_2O = 2\%$, $H_2O = 10\%$ (точка 3, к гипотезе древних кор выветривания с аномальным кислородом), а также расчётные значения для вторичных минералов, образовавшихся по основным породам с возрастом 2.45 млрд. лет, характеризующимся содержанием $K_2O = 1\%$, $H_2O = 10\%$ (точка 2, к гипотезе протолита корундсодержащих пород как результата низкотемпературной гидротермальной переработки основных пород тальми водами) (Акимова и др., 2017).

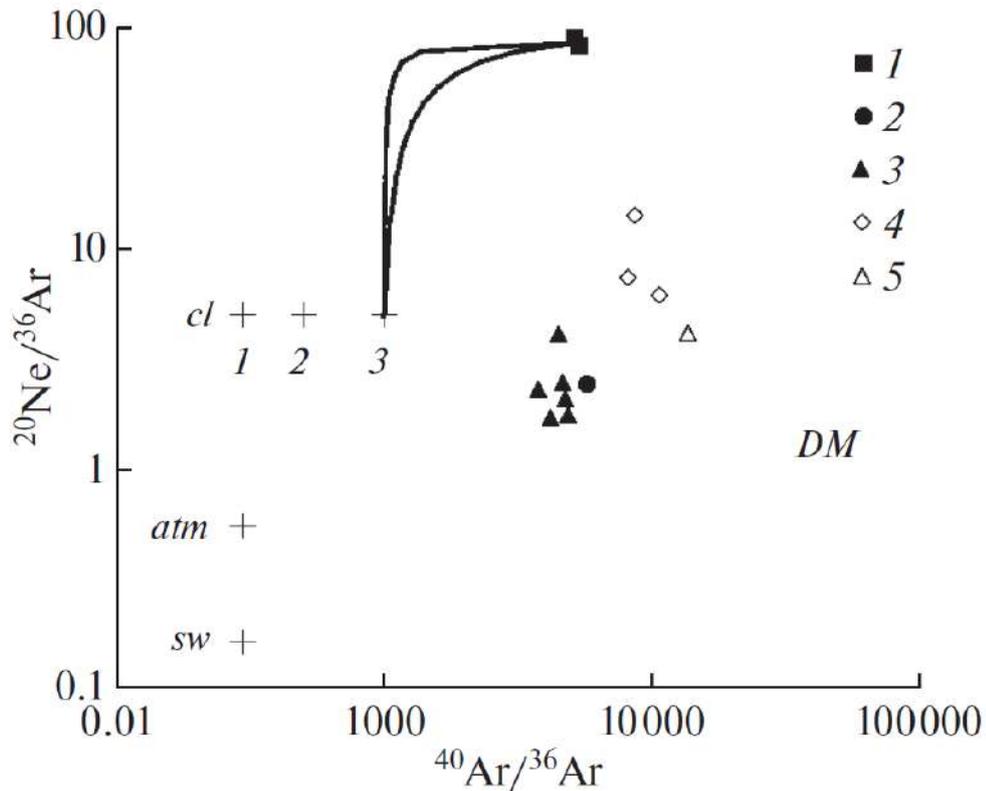


Рис. 72. Соотношение изотопного состава аргона и отношения $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ во флюиде. Условные обозначения такие же, как на рис. 67. Условные обозначения резервуаров: DM – верхняя мантия; atm – атмосфера; sw – поверхностная вода; cl – глинистые минералы (1 – современные, во время 1.89 млрд лет тому назад; 2 – образовавшиеся по габброидам с возрастом 2.45 млрд лет, 3 – образовавшиеся по породам с глинистой компонентой возраста 2.75 млрд лет). Сплошными кривыми показаны линии смешения. Параметры DM, atm, sw и cl из (Ozima, Podosek, 2002, Harrison et al, 2003).

Фигуративные точки изученных пород занимают специфическое поле вне этих резервуаров. Как и на предыдущих графиках, видно, что породы в проницаемой зоне характеризуются более низким содержанием неона относительно аргона, притом, что изотопный состав аргона мало отличен от такового во вмещающих породах. Газы из исходных вмещающих гнейсов, по-видимому, фиксируют состав флюида при региональном метаморфизме чупинской толщи в условиях амфиболитовой фации (Акимова и др., 2017).

Возможность формирования протолита с аномально изотопно-лёгким кислородом за счет древних кор выветривания или за счет низкотемпературного изменения основных пород исключается, что иллюстрируется линиями смешения, которые приведены на рис. 72. Построение линий смешения было осуществлено по известным уравнениям двухкомпонентного смешения (Фор, 1989). Расчёт линий смешения производился с

использованием данных по содержаниям благородных газов в породе с глинистой компонентой (Ozima, Podosek, 2002; Harrison et al., 2003) и в метаморфическом флюиде (Лохов, Левский, 1995). Заданы следующие изотопные параметры конечных членов: во флюиде гнейсов чупинской толщи диапазон концентраций ^{36}Ar составляет $10^{-7} - 10^{-6}$ см³/моль Н₂О (Лохов и др., 2016), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=5500$, $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}=85$; в породах с глинистой компонентой и 10% воды концентрация ^{36}Ar составляет 2.5×10^{-6} см³/моль Н₂О (Лохов и др., 2016), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=1000$, $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}=4.9$ (рис. 72). Все экспериментальные точки лежат далеко за пределами поля, ограниченного гипотетическими линиями смешения для случая древних кор выветривания и вторично измененных основных пород (для последних линии смешения не построены) (Акимова и др., 2017).

Результат анализа изотопов благородных газов в валовых пробах может оставлять сомнения и неопределенности. Так, долю изотопов аргона и гелия, выделившихся из межзернового пространства (хотя анализируется фракция 0.5–0.25 мм, попадают и сростки кристаллов) (Буйкин и др., 2018), вообще невозможно учесть. Поэтому дополнительно было произведено исследование изотопного состава благородных газов методом ступенчатого дробления в корунде.

Изучалась монофракция корунда 0.5–0.25 мм (навеска 7.07 мг), а также не содержащий включений биотита и амфибола обломок кристалла (вес образца 33.25 мг). Интервалы выделения благородных газов из монофракции и обломка кристалла оказались схожими, различия наблюдаются лишь в выделяющемся количестве благородных газов, которое обусловлено разницей навесок, поэтому далее приведены результаты, полученные для обломка кристалла.

При 100 ударах фиксируется пик выделения ^{40}Ar ($4.93 \cdot 10^{-7}$ г), ^{36}Ar ($0.02 \cdot 10^{-8}$ г) и ^4He ($4.5 \cdot 10^{-8}$ г) (рис. 73, 74), причем все они выделяются одновременно, следовательно, являются компонентой углекислотных флюидных включений, обсуждавшихся ранее (см. Главу 5). Изотопное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ составляет 1988, а элементное отношение $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ составляет 0.09. В целом эти цифры неплохо согласуются с теми, что получены ранее для валовых проб.

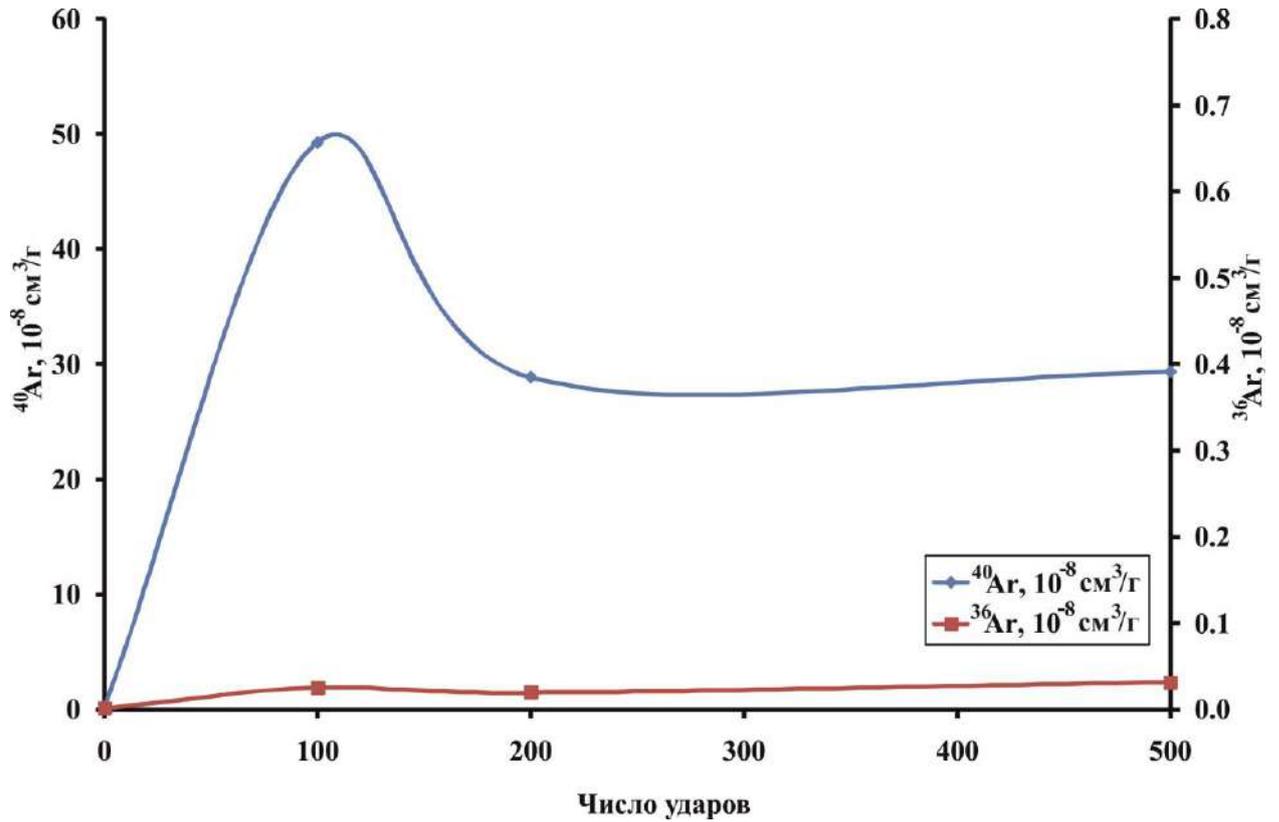


Рис. 73. Выделение изотопов аргона из корунда при ступенчатом дроблении

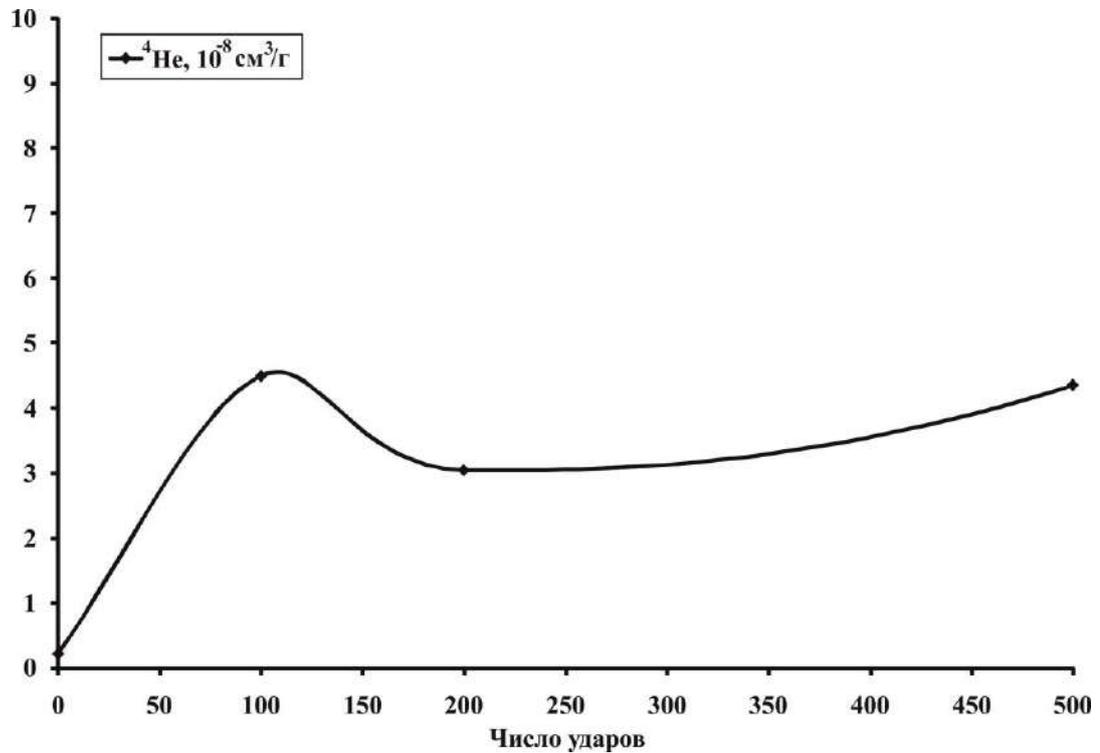


Рис. 74. Выделение ^4He из корунда при ступенчатом дроблении

Загадочными остаются причины пониженного отношения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$, которое на порядок ниже, чем production ratio. Такое низкое отношение $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ во включениях в корунде может быть результатом частичных потерь ^4He (Верховский, Шуколюков, 1990).

Могла ли происходить частичная потеря ^4He из корунда путем диффузии при поздних низкотемпературных процессах изменения пород?

В литературе отсутствуют экспериментальные данные, необходимые для расчёта скорости диффузии гелия из корунда, но недавно появившиеся данные для гематита (Farley, 2018) подходят для примерных оценок, поскольку корунд и гематит изоструктурны.

Расчёт фракции потерь гелия произведен с использованием следующих исходных данных: $D_0 = 5.17 \times 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, $E_a = 171 \text{ кДж/моль}$ (Farley, 2018) по формулам из работы (Watson, Cherniak, 2013). Задан радиус диффузии 3 мм (размер зерна 6 мм), температура 200°C , время – 10 млн. лет. При температурах до 200°C фракция потерь ^4He очень мала и не достигает 0.1, но дальнейшее увеличение температуры приводит к увеличению фракции потерь ^4He , так что при 300°C фракция потерь достигает 1 (рис. 75).

Это значит, что при невысоких температурах практически весь гелий сохранится во включениях в корунде, следовательно, поздние низкотемпературные процессы не могут значительно повлиять на отношение $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$. При этом диффузия гелия из флюидных включений в корунде будет ещё более затруднительной, поскольку для этого гелий должен сначала раствориться в минерале (но, как известно, растворимость благородных газов в твердых телах очень низкая), и только потом станет возможной его диффузия из минерала. По всей видимости, минералообразующий флюид уже на момент захвата включений характеризовался пониженным отношением $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$. В литературе известны примеры пород, характеризующихся схожими отношениями $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$, приобретенными в гидротермальном процессе (Верховский, Шуколюков, 1990).

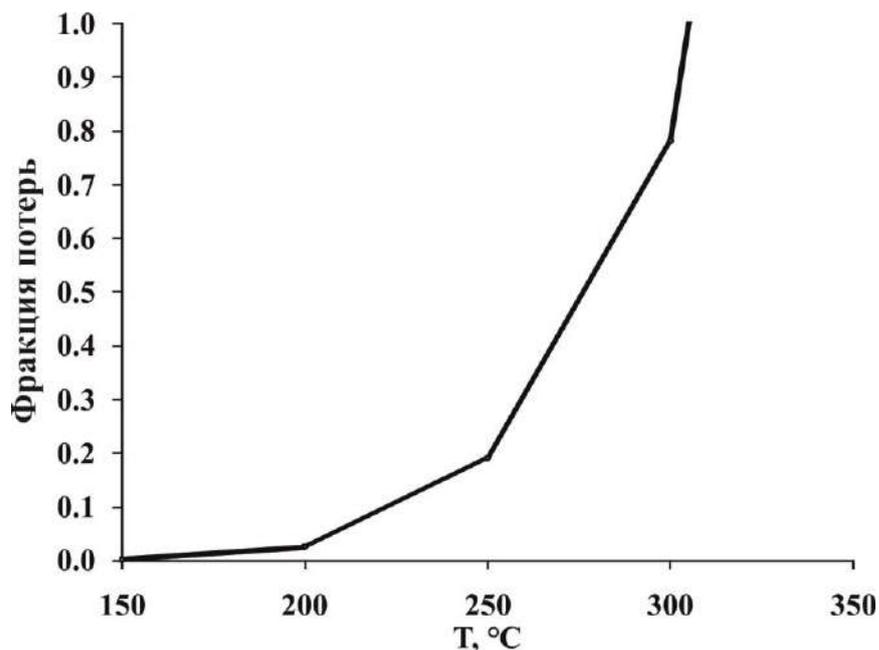


Рис. 75. Модель диффузионных потерь ^4He из корунда при нагревании

Полученные данные по изотопному составу благородных газов во флюидных включениях в минералах корундсодержащих пород проявления Хитоостров позволяют прийти к выводу, что в минералообразовании участвовал эндогенный флюид. Об этом свидетельствует, во-первых, существенная доля радиогенного аргона, примерно такая же, как во вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсах чупинской толщи. А во-вторых, добавка ^3He , которую мы интерпретируем как мантийную.

6.2. Rb-Sr и Sm-Nd изотопная систематика апатита

Апатит – распространенный акцессорный минерал осадочных, магматических и метаморфических пород, широко используемый для датирования и изотопно-геохимических реконструкций с использованием Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb изотопной систематик (Spear, Pyle, 2002, Bruand et al., 2017, Henrich et al., 2018, O'Sullivan et al., 2020 и ссылки в них). В метаморфических породах апатит является маркером степени метаморфизма (Henrich et al., 2019), а апатит из метасоматических пород несет ценную информацию об источниках, составе и эволюции флюидов (Spear, Pyle, 2002; Harlov, 2015; Zhao et al., 2015; Zirner et al., 2015; Mao et al., 2016; Adlakha et al., 2018; Li et al., 2021, 2022 и т.д.). Зачастую апатит сохраняет геохимическую метку участия поверхностных вод в минералообразовании (Xiqiang et al., 2020). В связи с этим представляет интерес исследование Rb-Sr, Sm-Nd изотопной систематики апатита из корундсодержащих и вмещающих пород.

Результаты анализа изотопного состава Rb-Sr и Sm-Nd системы в апатите приведены в табл. 5, 6.

Табл. 5. Результаты анализа изотопного состава Rb-Sr системы в апатите

Название породы	Обр.	SiO ₂ , мас. %	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{ini})$
Ку-Grt-Bt гнейс	Ch-1	26.9	3.63	184	0.0573	0.7268	0.7247
Сrn порода	Ea16-005I	1.5	0.36	319	0.0033	0.70873	0.7086
Bt-Grt плагиоклазит	Ea16-005II	7.4	0.52	283	0.0053	0.7088	0.7086
Grt амфиболит по габбро	КНИ-004	31.4	0.61	325	0.0054	0.70574	0.7055
Сrn порода	КНИ-008А	15.5	0.64	231	0.008	0.70893	0.7086
Сrn порода	КНИ-010	16.6	0.71	261	0.0079	0.70916	0.7089

Табл. 6. Результаты анализа изотопного состава Sm-Nd системы в апатите

Название породы	Обр.	SiO ₂ , мас. %	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd(T) 1.89Ga
Ку-Grt-Bt гнейс	Ch-1	26.9	126	243	0.3147	0.51361	-10
Crn порода	Ea16-005I	1.5	345	1420	0.1969	0.51231	-6.6
Bt-Grt плагиоклазит	Ea16-005II	7.4	349	1618	0.1487	0.5116	-8.7
Grt амфиболит по габбро	КНИ-004	31.4	11.1	42.4	0.1269	0.51135	-8.1
Crn порода	КНИ-008А	15.5	236	490	0.2904	0.51326	-10.7
Crn порода	КНИ-010	16.6	415	1295	0.1937	0.51214	-9.1

Как следует из полученных данных, корундсодержащие породы, вмещающие кианит-гранат-биотитовые гнейсы и гранатовые амфиболиты характеризуются схожими εNd, меняющимися в довольно узком диапазоне (примерно от -7 до -11). При этом отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в корундсодержащих породах существенно понижено на фоне вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсов, а в гранатовых амфиболитах оно минимально. На диаграмме ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - εNd точки корундсодержащих пород и гранатовых амфиболитов оказываются на линии смешения нижнекорового и мантийного источников, а точка вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсов несколько смещена в сторону верхнекорового источника (рис. 76).

Sm-Nd возраст апатита из всех исследованных пород (рис. 77) в пределах погрешности совпадает с возрастом последнего, свекофеннского этапа регионального метаморфизма (Скублов и др., 2017 и ссылки в ней) и с возрастом корундсодержащих пород, определенным U-Pb методом по цирконам (Серебряков и др., 2007).

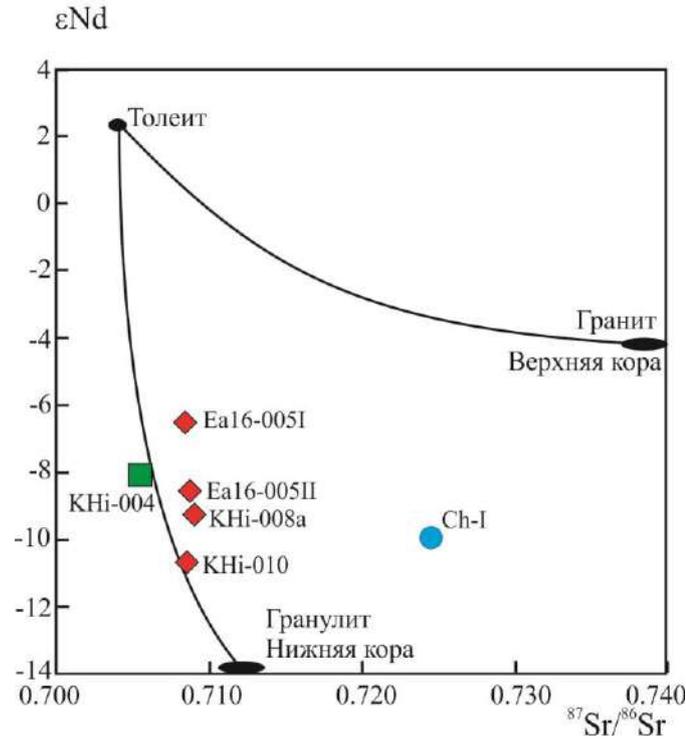


Рис. 76. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd с полями возможных источников флюида (мантийный, нижнекоровый, верхнекоровый) и линиями смешения между ними (по Фору, 1981). Показаны точки исследованных пород из табл. 5, 6.

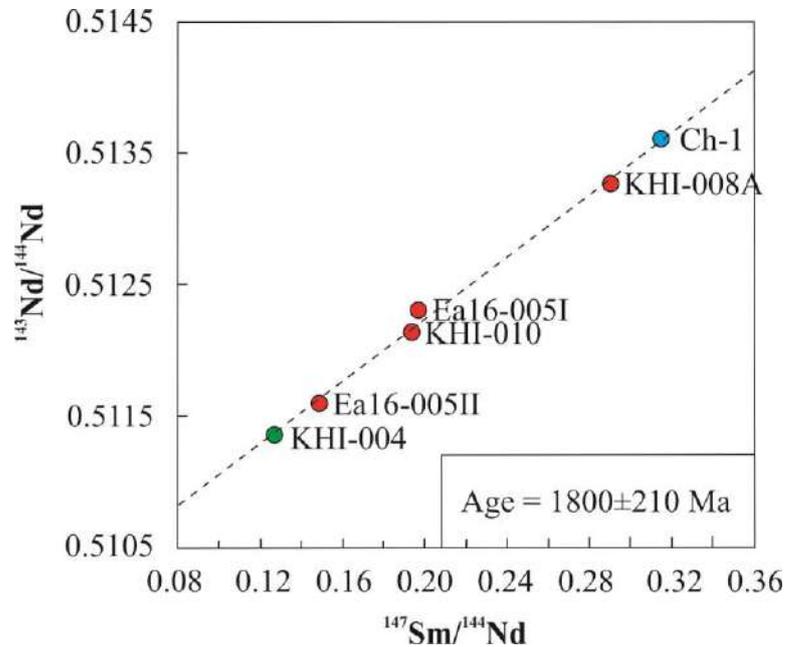


Рис. 77. Sm-Nd изохрона для исследованных проб апатита из табл. 6.

Выводы к главе 6

Суммируя данные по изотопному составу благородных газов и Sr-Nd изотопной систематике апатита в корундсодержащих породах проявления Хитоостров, мы можем

сделать вывод о глубинном источнике флюида, приведшего к формированию корундсодержащих пород. В пользу этого свидетельствуют следующие признаки:

- повышенные содержания ^3He в выделенной в результате дробления компоненте флюидных включений корундсодержащих пород;
- пониженные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкие к нижнекоровым значения ϵNd , а также повышенные содержания Sr, REE (см. Главу 4) в апатите из корундсодержащих пород.

Глава 7. Реконструкция условий формирования метасоматитов

По результатам геологического и минералого-петрографического изучения пород проявления Хитоостров выявлен целый ряд особенностей, свидетельствующих в пользу метасоматической природы корундсодержащих пород и ассоциирующих с ними клиноцоизитовых амфиболитов. Во-первых, сложное зональное строение тел корундсодержащих пород, широкие вариации минерального и химического состава. Во-вторых, многоминеральные ассоциации с характерными реакционными структурами (симплектиты, каймы, псевдоморфозы) и нетипичными парагенезисами (ставролит + кальциевый амфибол). В-третьих, появление необычных минералов, не характерных для вмещающих пород (аспидолит, натрожедрит, магнезиальный ставролит, Na-Ca-амфиболы), и закономерное, направленное изменение составов главных минералов от одной ассоциации к другой. В-четвертых, характерное распределение редкоземельных элементов, свидетельствующее о подвижном поведении REE.

Обсуждаемая метасоматическая природа изучаемых пород обуславливает применение в данной работе подходов, традиционно используемых для метасоматитов. Исследование метасоматических процессов предполагает построение и анализ диаграмм в координатах интенсивных параметров (температура, давление, химические потенциалы вполне подвижных компонентов (ВПК)), а также вспомогательных диаграмм состав-парагенезис для выбранной системы (Коржинский, 1973). Диаграммы в координатах интенсивных параметров из-за отсутствия термодинамических баз данных изначально носили качественный характер. С появлением экспериментальных данных стало возможным построение количественных диаграмм в координатах активностей ВПК (ссылки в Sverjensky et al., 1991).

Поскольку построение и анализ диаграмм в координатах химических потенциалов ВПК возможно лишь при постоянных температуре и давлении, термодинамическое моделирование производилось в два этапа. Первый – определение РТ-параметров формирования метасоматитов и вмещающих пород при помощи метода псевдосечений. Второй этап – моделирование поведения ВПК уже при заданных температуре и давлении. Особенно информативным при таком подходе оказывается сравнение модельных вариаций составов минералов с природными.

В качестве меры подвижного поведения компонентов выбран химический потенциал. Полученные значения $\mu(\text{SiO}_2)$ легко перевести в $\lg a(\text{SiO}_2)$, а $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ и $\mu(\text{K}_2\text{O})$ – в величины A_R , где R – Na, K (Кольцов, 2015), пользуясь формулой:

$$A_R = (\mu(R_2O) - 2G(R^+) - G(H_2O))/4.606RT \quad (1),$$

где $G(R^+)$, $G(H_2O)$ – справочные величины, полученные из базы данных DEW17HP622ver_elements.dat, входящей в программный комплекс Perplex. Величины $\mu(Na_2O)$, $\mu(K_2O)$ для всех зон модельной зональности корундсодержащих метасоматитов и соответствующие им A_{Na} , A_K приведены в табл. 7.

Полученные данные по направлению метасоматического процесса позволяют также количественно оценить изменение рН при метасоматозе с использованием формулы (Акимова, Кольцов, 2019):

$$\mu(R_2O) = 2G(R^+) + G(H_2O) + 2RT \ln(aR^+/aH^+) \quad (2).$$

7.1. РТ-условия метаморфизма вмещающих пород

Для рассмотрения фазовых равновесий как во вмещающих породах (кианит-гранат-биотитовых гнейсах чупинской толщи и гранатовых амфиболитах), так и в развивающихся по ним метасоматитах удобна упрощенная модельная система $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-CaO-Na_2O-K_2O-H_2O-CO_2$.

Моделирование метаморфизма кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи

В кианит-гранат-биотитовых гнейсах все компоненты, кроме H_2O и CO_2 , инертны, SiO_2 – избыточный компонент (в породах присутствует кварц). Минеральные равновесия в такой системе выражаются на плоскости в виде Т-Р проекции (рис. 78). Диаграмма рассчитана в условиях присутствия углекислотно-водного флюида с $X(CO_2) = 0.3$, это значение позволяет воспроизводить в расчётах значения активности воды, характерные для метаморфизма амфиболитовой фации (Aranovich, Newton, 1999).

На полученном псевдосечении для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (SiO_2 – 63.57, Al_2O_3 – 18.12, FeO – 6.43, MgO – 3.95, CaO – 2.54, Na_2O – 2.96, K_2O – 2.44 вес. %) (Мыскова, 2001) видно, что ассоциация $Pl + Bt + Grt + Ky + Qz$, отмечаемая в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, вмещающих корундсодержащие породы, устойчива в интервале температур 590–750°C и давлений от 6.4 до 11.2 кбар. При более высоких давлениях, как и при более низких температурах, в гнейсах появляется мусковит, при более низких давлениях исчезает кианит и появляется силлиманит. При повышении температуры и давления начинаются процессы частичного плавления. При понижении температуры и давления могут сформироваться ставролитсодержащие ассоциации, однако диапазон условий их формирования довольно узок – температуры 560–620°C, давление не более 7.6 кбар; этим можно объяснить их редкость в породах чупинской толщи (Шуркин и др., 1962).

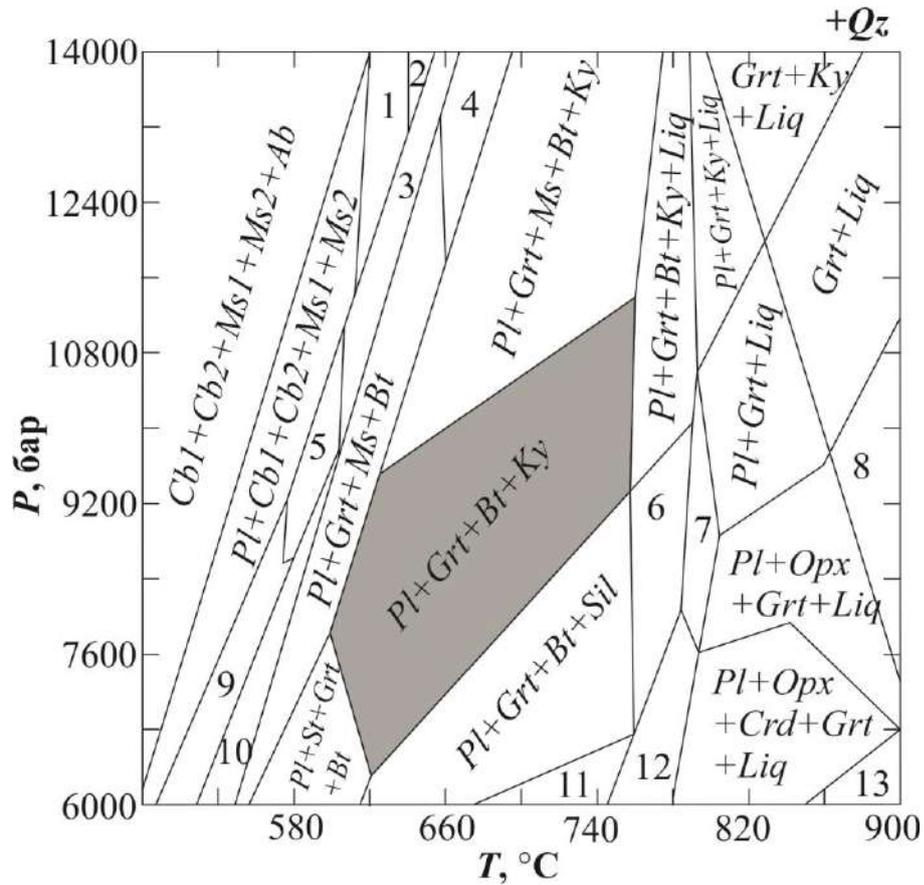


Рис. 78. P–T псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2) с минеральной ассоциацией $Pl + Qz + Bt + Grt + Ky$. $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Поле гнейсов отмечено серым цветом. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Cb1 + Cb2 + Ms1 + Ms2 + Cam$, 2 – $Cb1 + Cb2 + Ms1 + Ms2 + Cam$, 3 – $Cb1 + Cb2 + Ms + Bt + Cam$, 4 – $Pl + Grt + Ms1 + Ms2 + Bt$, 5 – $Pl + Cb1 + Cb2 + Ms + Bt + Cam$, 6 – $Pl + Grt + Bt + Sil + Liq$, 7 – $Pl + Grt + Bt + Liq$, 8 – $Opx + Grt + Liq$, 9 – $Pl + Cb1 + Cb2 + Ms + Bt$, 10 – $Pl + Cb + Ms + Bt + Cam$, 11 – $Pl + Crd + Grt + Bt + Sil$, 12 – $Pl + Crd + Grt + Bt + Liq$, 13 – $Pl + Opx + Crd + Liq$.

Моделирование метаморфизма гранатовых амфиболитов

В гранатовых амфиболитах также все компоненты, кроме H_2O и CO_2 , инертны, но SiO_2 – не избыточный компонент (в породах может присутствовать либо отсутствовать кварц). Минеральные равновесия в такой системе выражаются на плоскости в виде T-P проекции (рис. 79).

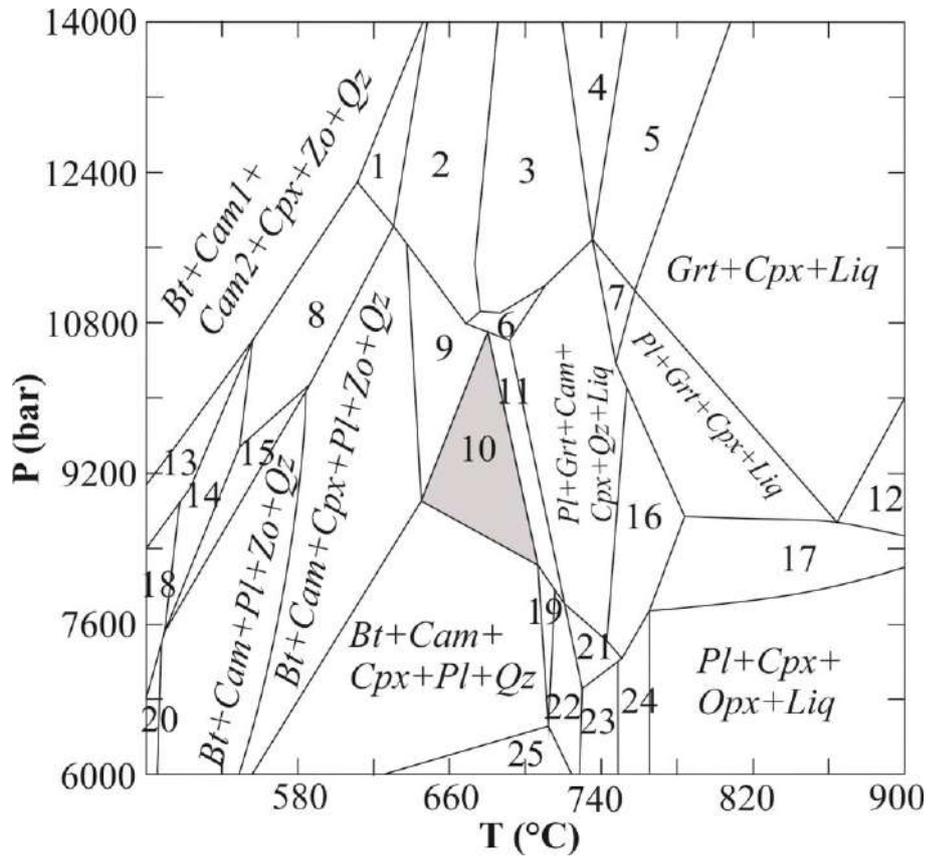


Рис. 79. P–T псевдосечение для заданного состава мигматизированных гранатовых амфиболитов (образец Khi008г в табл. 1 в Приложении 2) с минеральной ассоциацией $Pl + Qz + Bt + Grt + Cam + Cpx$. $X(\text{CO}_2) = 0$. Поле амфиболитов отмечено серым цветом. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Cam1 + Cam2 + Cpx + Bt + Zo + Qz + Liq$, 2 – $Grt + Cpx + Bt + Cam + Zo + Qz + Liq$, 3 – $Grt + Cpx + Cam + Zo + Qz + Liq$, 4 – $Grt + Cpx + Zo + Qz + Liq$, 5 – $Cpx + Grt + Qz + Liq$, 6 – $Grt + Cpx + Cam + Pl + Zo + Qz + Liq$, 7 – $Pl + Grt + Cpx + Qz + Liq$, 8 – $Cam + Cam + Pl + Bt + Cpx + Zo + Qz$, 9 – $Pl + Grt + Cpx + Bt + Cam + Zo + Qz$, 10 – $Pl + Grt + Cpx + Bt + Cam + Qz$, 11 – $Pl + Cpx + Bt + Cam + Grt + Qz + Liq$, 12 – $Opx + Grt + Cpx + Liq$, 13 – $Cam1 + Cam2 + Ms + Bt + Pl + Zo + Qz$, 14 – $Cam1 + Cam2 + Pl + Bt + Zo + Qz$, 15 – $Pl + Bt + Cam + Chl + Zo + Qz$, 16 – $Pl + Grt + Cam + Cpx + Liq$, 17 – $Pl + Opx + Grt + Cpx + Liq$, 18 – $Pl + Bt + Cam1 + Cam2 + Chl + Zo + Qz$, 19 – $Pl + Cam + Bt + Cpx + Qz + Liq$, 20 – $Pl + Bt + Cam + Chl + Zo + Qz$, 21 – $Pl + Cam + Grt + Qz + Liq$, 22 – $Pl + Cam + Opx + Qz + Liq$, 23 – $Pl + Cam + Opx + Liq$, 24 – $Pl + Cpx + Opx + Cam + Liq$, 25 – $Pl + Cam + Bt + Qz$.

На полученном псевдосечении для заданного состава мигматизированных гранатовых амфиболитов видно, что ассоциация $Pl + Bt + Grt + Cam + Qz + Cpx$, отмечаемая в гранатовых амфиболитах, устойчива в интервале температур 650–710°C и давлений от 7.8 до 10.8 кбар. При более высоких давлениях и/или более низких

температурах в гранатовых амфиболитах появляется цоизит, а затем исчезает гранат. При повышении температуры начинаются процессы частичного плавления. При снижении давления исчезает гранат.

7.2. P-T-условия формирования метасоматитов

Ранее для корундсодержащих пород Хитоострова уже были определены P-T параметры их формирования несколькими методами:

- методом декрепитации газовой-жидких включений получены температуры: 660 – 900°C для первичных включений и 300 – 500°C – для вторичных включений (Бушева, 1983);
- методом классической минеральной геотермобарометрии (Grt-Bt, Grt-Hbl, Grt-St геотермометры в программе GeoPath, Ti и Mg в Bt геотермометр) получены температуры 600 - 700°C, давления оценены в 6 – 8 кбар (Серебряков, 2004);
- методом изотопно-кислородной термометрии получены температуры 400 – 475°C для пород с корундом, 375 – 500°C для пород без корунда (Устинов и др., 2008, Крылов, Глебовицкий, 2017).
- методом термодинамического моделирования в программе Селектор-C установлено, что температуры формирования корундсодержащих пород – не менее 720°C, а давления – не менее 10 кбар (Высоцкий и др., 2008).

Видно, что данные о температуре и давлении при формировании корундсодержащих пород, полученные разными методами сильно разнятся, нет сведений о парагенезисах, для которых они получены. Данные для клиноцоизитовых амфиболитов и вовсе отсутствуют в литературе.

Необходимы собственные оценки P-T-параметров, для которых выбран метод псевдосечений, обычно применяемый в тех случаях, когда изучаются породы со сложными, многоминеральными ассоциациями и реакционными взаимоотношениями минералов. Наиболее информативными для оценок P-T-параметров оказываются ставролитсодержащие ассоциации, поскольку поле устойчивости ставролита достаточно узкое и ставролит считается индикаторным минералом метаморфических пород (Федькин, 1975). Поэтому в первую очередь псевдосечение было сконструировано для разновидностей корундсодержащих пород с устойчивым ставролитом (зона 2).

Как видно на полученном псевдосечении (рис. 80), поле устойчивости ставролита в корундсодержащих породах действительно не очень широкое: 620–660°C и 4.5–10.5 кбар.

При более низких температурах устойчив хлорит, при более высоких – ставролит исчезает. При более низких давлениях появляются ассоциации с кордиеритом, а при более высоких – ассоциации с мусковитом и кальциевым амфиболом.

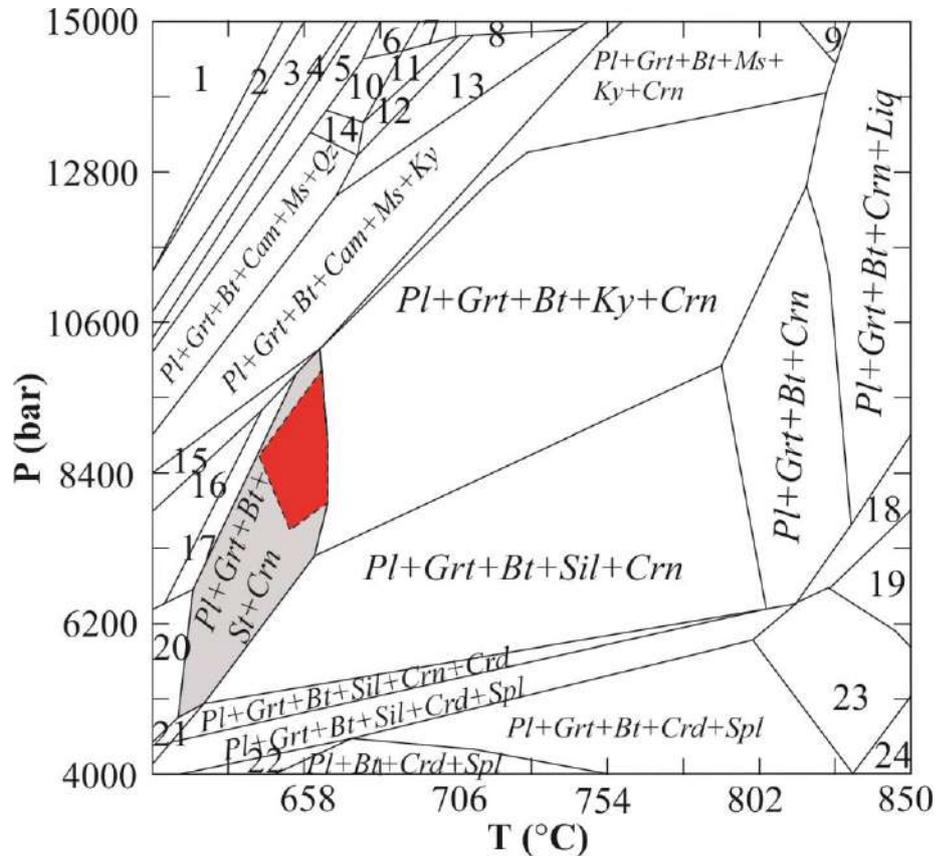


Рис. 80. P–T псевдосечение для заданного состава корундсодержащих пород, зона 2 (данные площадного микрозондового анализа) с минеральной ассоциацией $Pl + Bt + Grt + St$. $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Поле искомой ассоциации отмечено серым цветом. Красным показано поле перекрытия с парагенезисом $Pl + Cam + Grt + Bt + Crn$. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Ms + Ky + Qz + Cal + Dol$, 2 – $Grt + Ms + Ky + Qz + Dol + Cal$, 3 – $Ms + Grt + Qz + Cal + Dol$, 4 – $Ms + Grt + Bt + Qz + Dol + Cal$, 5 – $Grt + Ms + Bt + Cam + Pl + Qz + Dol$, 6 – $Pl + Grt + Cpx + Ms1 + Ms2 + Cam + Qz$, 7 – $Ms1 + Ms2 + Grt + Pl + Cpx + Cam$, 8 – $Pl + Ms + Grt + Bt + Cam + Cpx$, 9 – $Grt + Pl + Ms + Bt + Crn$, 10 – $Pl + Grt + Cam + Ms + Ms + Qz$, 11 – $Ms1 + Ms2 + Grt + Cam + Pl$, 12 – $Grt + Bt + Cam + Pl + Ms1 + Ms2$, 13 – $Bt + Cam + Grt + Ms + Pl$, 14 – $Pl + Grt + Bt + Ms1 + Ms2 + Cam + Qz$, 15 – $Pl + Grt + St + Ms + Cam + Bt$, 16 – $Bt + Pl + Cam + St + Grt$, 17 – $Pl + Grt + Bt + Cam + St + Crn$, 18 – $Pl + Grt + Spl + Bt + Crn + Liq$, 19 – $Pl + Grt + Spl + Bt + Sap + Liq$, 20 – $Pl + St + Grt + Chl + Bt + Crn$, 21 – $Pl + St + Crd + Grt + Bt + Crn$, 22 – $Pl + Crd + Spl + Bt + Sil$, 23 – $Pl + Crd + Spl + Grt + Bt + Liq$, 24 – $Pl + Opx + Crd + Spl + Bt + Liq$.

Отметим, что в поле ассоциации $Pl + Bt + Grt + St$ присутствует также корунд, о причине его появления будет сказано далее.

Кроме того, было сконструировано псевдосечение для корундсодержащих пород зоны 4. Как видно на полученном псевдосечении (рис. 81), поле устойчивости ассоциации $Pl + Cam + Grt + Crn$ достаточно широкое: 630–830°C и 8–10.5 кбар.

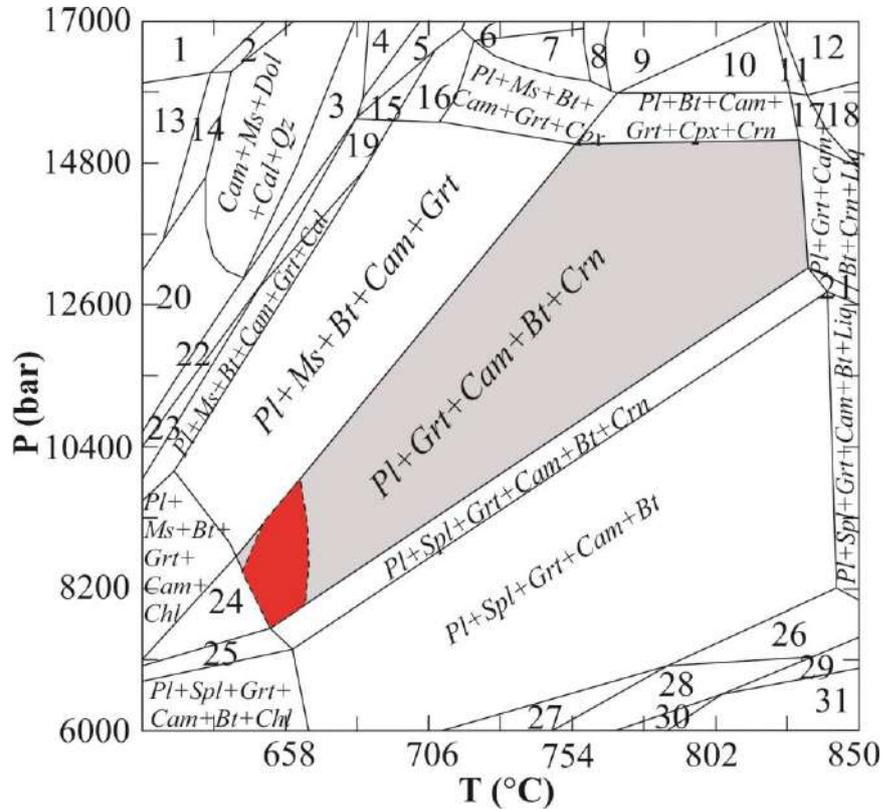


Рис. 81. P–T псевдосечение для заданного состава корундсодержащих пород, зона 4 (средний состав корундсодержащих пород по данным 4 анализов, анализы 7–10 в табл. 1 в Приложении 2) с минеральной ассоциацией $Pl + Cam + Grt + Crn$. $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Поле искомой ассоциации отмечено серым цветом. Красным показано поле перекрытия с парагенезисом $Pl + Grt + Bt + St + Crn$. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Ms + Cpx + Qz + Cal + Dol$, 2 – $Cam + Cpx + Ms + Qz + Dol + Cal$, 3 – $Cam + Ms + Grt + Qz + Dol + Cal$, 4 – $Cam + Ms + Grt + Cpx + Qz + Cal$, 5 – $Cam + Grt + Ms + Cpx + Qz$, 6 – $Grt + Ms + Cpx + Pl$, 7 – $Cpx + Pl + Ms + Bt + Grt$, 8 – $Pl + Grt + Cpx + Ms + Bt + Ky$, 9 – $Grt + Bt + Pl + Cpx + Ky$, 10 – $Bt + Grt + Pl + Cpx + Crn$, 11 – $Grt + Bt + Cpx + Pl + Crn + Liq$, 12 – $Bt + Cpx + Grt + Crn + Liq$, 13 – $Ms + Ab + Qz + Cal + Dol$, 14 – $Cam + Ms + Ab + Qz + Dol + Cal$, 15 – $Cam + Cam + Ms + Grt + Pl + Cpx$, 16 – $Pl + Grt + Cpx + Ms + Cam$, 17 – $Pl + Grt + Cpx + Bt + Cam + Crn + Liq$, 18 – $Cpx + Grt + Cam + Bt + Crn + Liq$, 19 – $Cam1 + Cam2 + Pl + Grt + Ms$, 20 – $Ms + Cam + Pl + Qz + Dol + Cal$, 21 – $Grt + Pl + Spl + Bt + Cam + Crn + Liq$, 22 – $Pl + Grt + Ms + Qz + Cal + Dol$, 23 – $Pl + Grt + Ms + Bt + Cam + Qz + Cal$, 24 – $Bt + Cam + Chl + Pl + Grt + Crn$, 25 – $Pl + Spl + Grt + Bt + Cam + Chl + Crn$, 26 – Ol

+ *Spl* + *Grt* + *Cam* + *Bt* + *Pl*, 27 – *Pl* + *Grt* + *Bt* + *Spl* + *Cam* + *Opx*, 28 – *Pl* + *Opx* + *Ol* + *Spl* + *Grt* + *Bt* + *Cam*, 29 – *Pl* + *Opx* + *Ol* + *Spl* + *Bt* + *Grt*, 30 – *Pl* + *Opx* + *Ol* + *Bt* + *Cam* + *Spl*, 31 – *Opx* + *Spl* + *Pl* + *Ol* + *Bt*.

При более низких температурах устойчив хлорит, при более высоких – начинаются процессы частичного плавления. При более высоких давлениях появляются ассоциации с клинопироксеном, а при более низких – ассоциации со шпинелью. При более высоких давлениях и низких температурах появляется мусковит.

В поле ассоциации *Pl* + *Cam* + *Grt* + *Crn* присутствует биотит, который, по петрографическим данным, замещается кальциевым амфиболом.

Ставролит и биотит в поле искомым ассоциаций корундсодержащих пород возникли по той причине, что РТ-псевдосечения конструируются в условиях закрытой системы, когда все компоненты инертны. Имеющиеся геологические, петрографические и минералогические данные, свидетельствующие о метасоматической природе корундсодержащих пород, обязывают перейти к моделированию процесса их формирования в условиях открытой системы. Для этого необходимо задать постоянными температуру и давление.

Несмотря на широкое поле устойчивости ассоциации *Pl* + *Cam* + *Grt* + *Crn*, в силу того, что в этой и других ассоциациях присутствует реликтовый и даже устойчивый ставролит, мы не можем рассматривать варианты с температурами и давлениями, выходящими за пределы его стабильности. Поэтому наиболее информативным оказывается поле перекрытия парагенезисов *Pl* + *Grt* + *Bt* + *St* + *Crn* и *Pl* + *Cam* + *Grt* + *Bt* + *Crn*.

Таким образом, для дальнейшего термодинамического моделирования выбрана следующая оценка РТ-параметров формирования корундсодержащих пород: $T = 650^{\circ}\text{C}$, $P = 8$ кбар. Она хорошо согласуется с оценкой РТ-параметров методами классической термобарометрии (Серебряков, 2004). Эта оценка также не противоречит и оценкам условий раннесвекофеннского метаморфизма (во время которого сформировались корундсодержащие породы): $T = 640\text{--}765^{\circ}\text{C}$, $P = 8\text{--}11.7$ кбар (Козловский и др., 2016, 2020). Обоснование выбранных значений $X(\text{CO}_2)$ – см. далее в тексте и на рис. 91–93.

Псевдосечение было сконструировано и для клиноцоизитовых амфиболитов, тесно пространственно ассоциирующих с корундсодержащими породами (рис. 82).

Поле ассоциации *Pl* + *Cam* + *Bt* + *Grt* + *Zo*, наблюдающейся в клиноцоизитовых амфиболитах, невелико. При более низких температурах и более высоких давлениях появляется кварц. При более высоких температурах стабильны ассоциации с

клинопироксеном. При более низких давлении и температуре устойчива безгранатовая ассоциация $Pl + Cam + Bt + Zo$. Отметим, что, по петрографическим данным, гранат в клиноцоизитовых амфиболитах замещается плагиоклаз-амфиболовыми симплектитами.

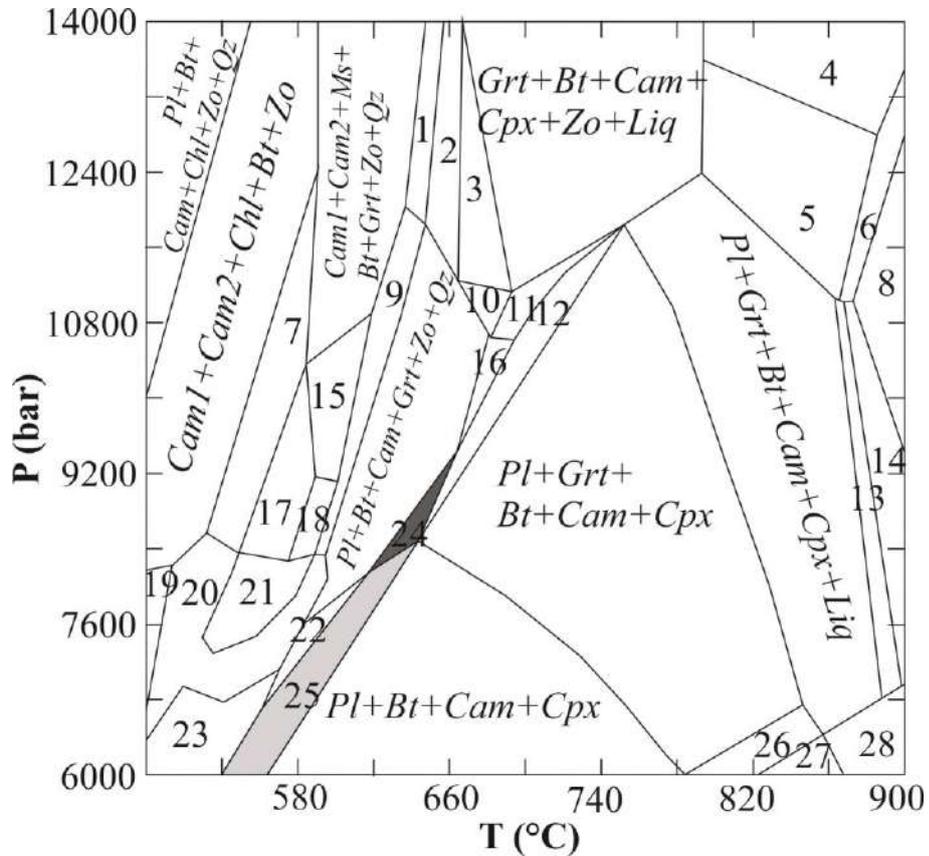


Рис. 82. P–T псевдосечение для заданного состава клиноцоизитовых амфиболитов (образец Khi008д в табл. 1 в Приложении 2). $X(\text{CO}_2) = 0$. Поле ассоциации $Pl + Cam + Bt + Grt + Zo$, наблюдающейся в клиноцоизитовых амфиболитах, отмечено темно-серым цветом; поле ассоциации $Pl + Cam + Bt + Zo$ отмечено светло-серым цветом. Пояснения – в тексте. Цифрами обозначены ассоциации:

1 – $Grt + Ms + Bt + Cam + Zo + Qz + Liq$, 2 – $Bt + Cam + Grt + Zo + Qz + Liq$, 3 – $Grt + Cam + Bt + Zo + Liq$, 4 – $Grt + Cpx + Bt + Crn + Liq$, 5 – $Cpx + Cam + Grt + Bt + Crn + Liq$, 6 – $Spl + Cpx + Grt + Bt + Crn + Liq$, 7 – $Cam + Cam + Bt + Ms + Chl + Zo + Qz$, 8 – $Grt + Bt + Spl + Cpx + Liq$, 9 – $Cam + Grt + Ms + Bt + Zo + Qz$, 10 – $Cam + Grt + Pl + Bt + Zo + Liq$, 11 – $Grt + Pl + Bt + Cam + Cpx + Zo + Liq$, 12 – $Pl + Grt + Cpx + Cam + Bt + Liq$, 13 – $Pl + Spl + Grt + Cpx + Bt + Cam + Liq$, 14 – $Cpx + Grt + Spl + Pl + Bt + Liq$, 15 – $Cam + Grt + Ms + Bt + Zo + Qz$, 16 – $Pl + Grt + Cpx + Bt + Cam + Zo + Qz$, 17 – $Cam + Ms + Bt + Chl + Zo + Qz$, 18 – $Cam + Ms + Bt + Zo + Qz$, 19 – $Cam1 + Cam2 + Pl + Bt + Chl + Zo$, 20 – $Cam1 + Cam2 + Bt + Pl + Chl + Zo + Qz$, 21 – $Cam + Pl + Ms + Bt + Zo + Qz$, 22 – $Pl + Cam + Bt + Zo + Qz$, 23 – $Pl + Bt + Cam + Chl + Zo + Qz$, 24 – $Pl + Cam + Bt + Grt + Zo$, 25

– $Pl + Cam + Bt + Zo$, 26 – $Pl + Cam + Opx + Cpx + Bt + Grt$, 27 – $Pl + Cam + Ol + Bt + Cpx$, 28 – $Pl + Bt + Ol + Cpx + Cam + Liq$.

Важно отметить, что РТ-параметры метасоматоза в данном случае несколько ниже РТ-параметров метаморфизма вмещающих гранатовых амфиболитов и РТ-параметров формирования корундсодержащих метасоматитов.

Для дальнейшего термодинамического моделирования выбрана следующая оценка РТ-параметров формирования клиноцоизитовых амфиболитов: $T = 620^{\circ}\text{C}$, $P = 8$ кбар. $X(\text{CO}_2)$ была задана равной нулю (чисто-водный флюид), поскольку, по данным термодинамического моделирования, влияние добавки CO_2 на положение и форму полей устойчивости минеральных ассоциаций в амфиболитах ничтожно.

7.3. Термодинамическое моделирование процесса формирования метасоматитов

Термодинамическое моделирование процесса формирования корундсодержащих пород.

Для рассмотрения фазовых равновесий в зоне 1 корундсодержащих метасоматитов выбрана следующая модельная система: CaO , FeO , MgO – виртуальные инертные компоненты, Al_2O_3 – избыточный компонент, K_2O , Na_2O – обособленные компоненты (K_2O присутствует только в биотите, Na_2O – только в плагиоклазе), SiO_2 – подвижный компонент. В дальнейшем обособленные Na_2O , а затем и K_2O становятся подвижными.

В таких системах взаимоотношения минералов удобно рассматривать на треугольных диаграммах состав-парагенезис (рис. 83).

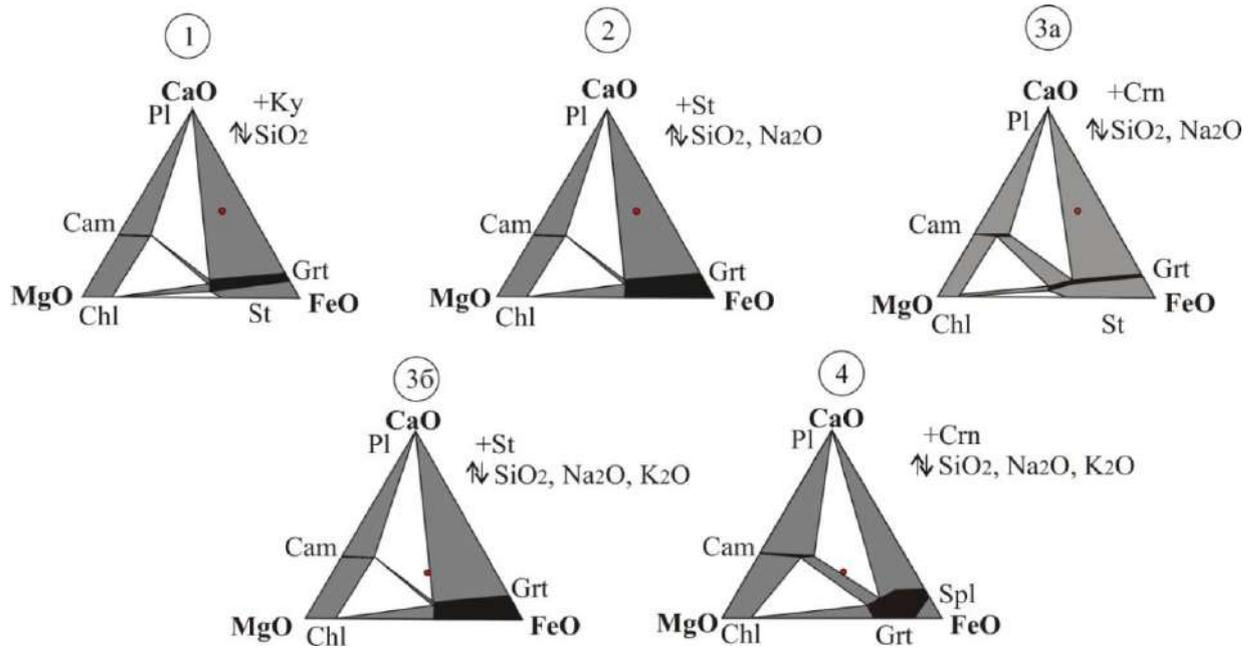
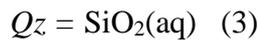


Рис. 83. Диаграммы состав-парагенезис к псевдосечениям в координатах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$. Красной точкой показан состав кианит-гранат-биотитового гнейса чупинской толщи. Цифры в кружках соответствуют номерам метасоматических зон и соответствующих полей на псевдосечениях, для которых построены ДСП. На диаграммах для зон 3б и 4 точка гнейса смещена за счёт частичного вычета K_2O .

Во фронтальной зоне (зона 1) минеральной зональности апогнейсовых корундсодержащих пород исчезает кварц, что описывается простой реакцией:



Эта реакция соответствует переходу SiO_2 в подвижное состояние. Как видно на диаграмме T – $\mu(\text{SiO}_2)$ (рис. 84), слева, ниже линии насыщения кремнеземом в кианит-гранат-биотитовых гнейсах появляется парагенезис $Pl + Bt + Grt + Ky$, отмечаемый в зоне 1 минеральной зональности апогнейсовых корундсодержащих пород.

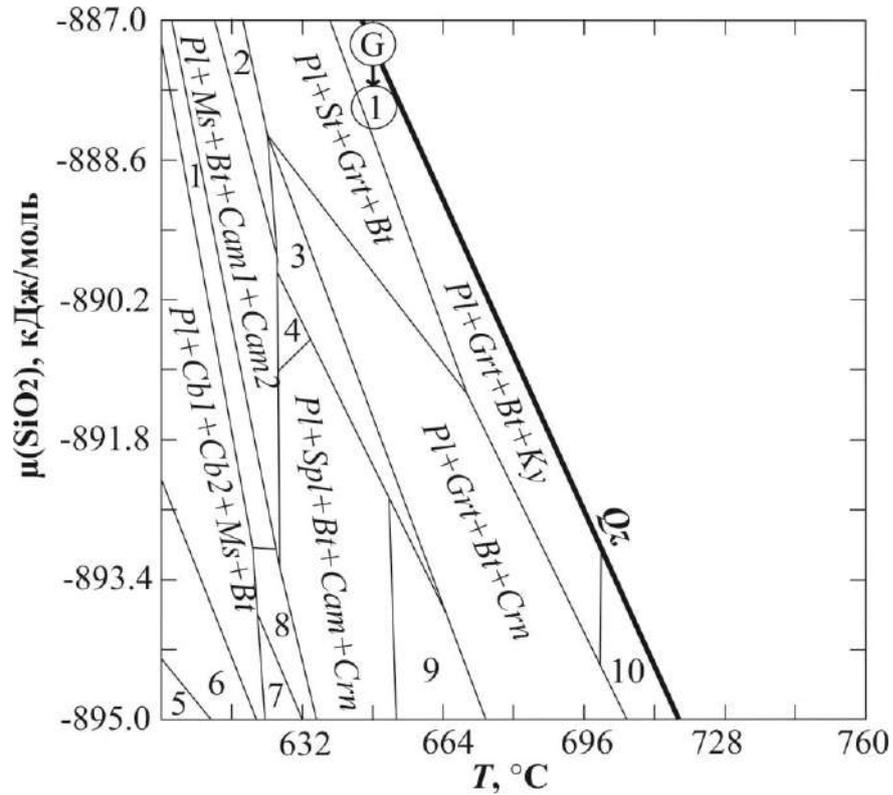


Рис. 84. $T-\mu(\text{SiO}_2)$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2). $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Цифра 1 в кружке отвечают зоне 1 с соответствующей диаграммой состав-парагенезис. Буквой G обозначено положение парагенезиса кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Cb + Ms + Bt + Cam1 + Cam2$, 2 – $Pl + Grt + Ms + Bt + Cam$, 3 – $Pl + Grt + Bt + Cam + Crn$, 4 – $Pl + Spl + Bt + Cam1 + Cam2 + Crn$, 5 – $Cb1 + Cb2 + Bt + Nph + Crn$, 6 – $Cb1 + Cb2 + Ms + Bt + Nph$, 7 – $Pl + Cb + Spl + Ms + Bt$, 8 – $Pl + Cb + Spl + Ms + Bt + Cam$, 9 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 10 – $Pl + Grt + Bt + Sil$.

Во второй зоне метасоматической зональности (обозначена цифрой 2 на рис. 85) происходит замещение крупных кристаллов кианита ставролит-плаггиоклазовыми симплектитам (свидетельствующее об участии в минеральных преобразованиях плаггиоклаза) после полного исчезновения кварца. Здесь в подвижное состояние переходит Na_2O , в пользу чего свидетельствует появление во внутренних зонах метасоматитов аспидолита, натрожедрита и Na-Са амфибола. На псевдосечении в координатах $\mu(\text{SiO}_2)-\mu(\text{Na}_2\text{O})$ (рис. 85) видно, что при переходе в подвижное состояние Na_2O на фоне продолжающейся десиликации парагенезис $Pl + Bt + Grt + Ky$ сменяется парагенезисом $Pl + Bt + Grt + St$. Этот переход описывается реакцией:



Согласно результатам термодинамического моделирования, протекание этой реакции обеспечивает увеличение объемного процента содержания плагиоклаза на 1.5% и при этом – уменьшение объемного процента содержания граната на 6% и появление 16% ставролита (рис. 86). На диаграммах состав-парагенезис (рис. 83) этот процесс выражается в том, что вместо кианита носителем избыточного глинозёма становится ставролит.

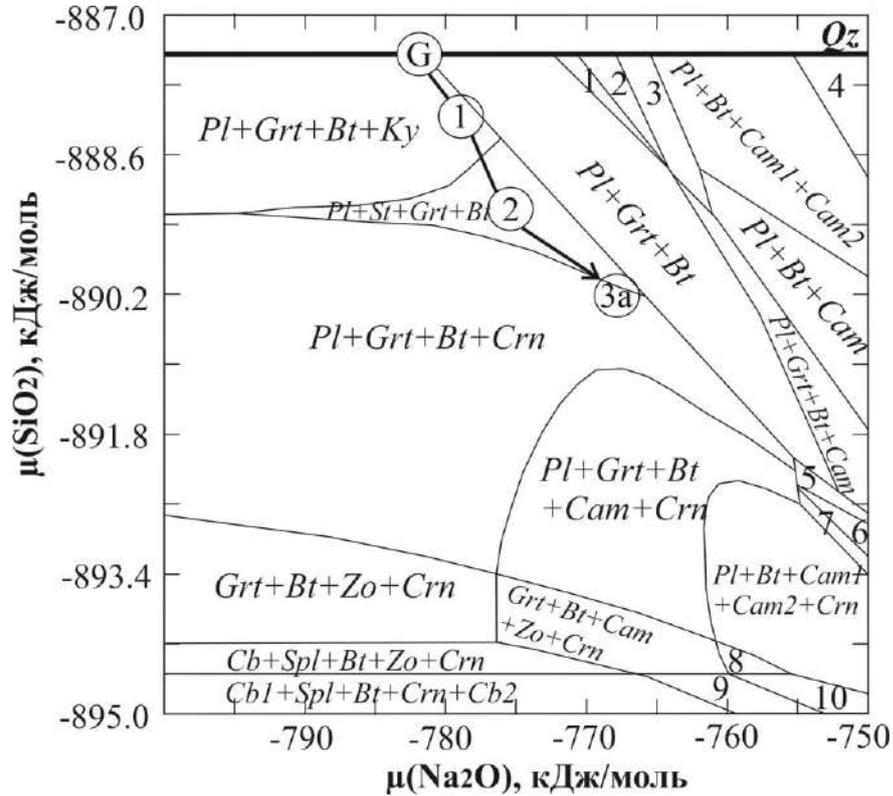


Рис. 85. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2) с минеральной ассоциацией $Pl + Qz + Bt + Grt + Ky$. $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Цифры в кружках отвечают зонам с соответствующими диаграммами состав-парагенезис. Буквой G обозначено положение парагенезиса кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Opx + Grt + Bt$, 2 – $Pl + Opx + Bt + Cam$, 3 – $Pl + Opx + Bt + Cam1 + Cam2$, 4 – $Pl + Cpx + Bt + Cam1 + Cam2$, 5 – $Pl + Spl + Grt + Bt + Cam$, 6 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 7 – $Pl + Spl + Bt + Cam + Crn$, 8 – $Bt + Cam + Cam + Zo + Crn$, 9 – $Spl + Bt + Cam + Crn + Cal$, 10 – $Bt + Cam1 + Cam2 + Crn + Cal$.

Значительную часть псевдосечения (рис. 85) занимает также ассоциация, наблюдающаяся в безамфиболовых корундсодержащих породах – $Pl + Bt + Grt + Crn$ (зона 3а).

Как видно на диаграммах с изомодами (изолиниями количественных соотношений минералов), возрастание $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ приводит к быстрому увеличению содержания плагиоклаза в породе, однако количество корунда и граната при этом столь же быстро сокращается (рис. 86).

В этой зоне формируются корунд-плагиоклазовые симплектиты на месте ставролита, а затем появляются крупные кристаллы корунда в породах. На псевдосечении переход от парагенезиса $Pl + Bt + Grt + St$ к парагенезису $Pl + Bt + Grt + Crn$ происходит по реакции:



а с учетом направленности метасоматического процесса - в результате продолжающейся десиликации, сопровождающейся Na-щелочным метасоматозом. Противоположное поведение Na_2O в реакциях (4) и (5) отвечает взаимно противоположному наклону линий этих равновесий, ограничивающих поле $Pl + Bt + Grt + St$ на рис. 85.

Согласно результатам термодинамического моделирования, протекание реакции (5) обеспечивает увеличение объемного процента содержания граната на 2% и при этом – уменьшение объемного процента содержания плагиоклаза на 3.5% и появление 5% корунда (рис. 86). На диаграммах состав-парагенезис (рис. 83) этот процесс выражается в том, что вместо ставролита носителем избыточного глинозёма становится корунд.

Хотя обсуждаемые парагенезисы ($Pl + Bt + Grt + Ky$, $Pl + Bt + Grt + St$ и $Pl + Bt + Grt + Crn$) присутствовали и на диаграмме $T-\mu(\text{SiO}_2)$, но на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)-\mu(\text{Na}_2\text{O})$ добавляется возможность изменения состава плагиоклаза, которое имеет место в действительности.

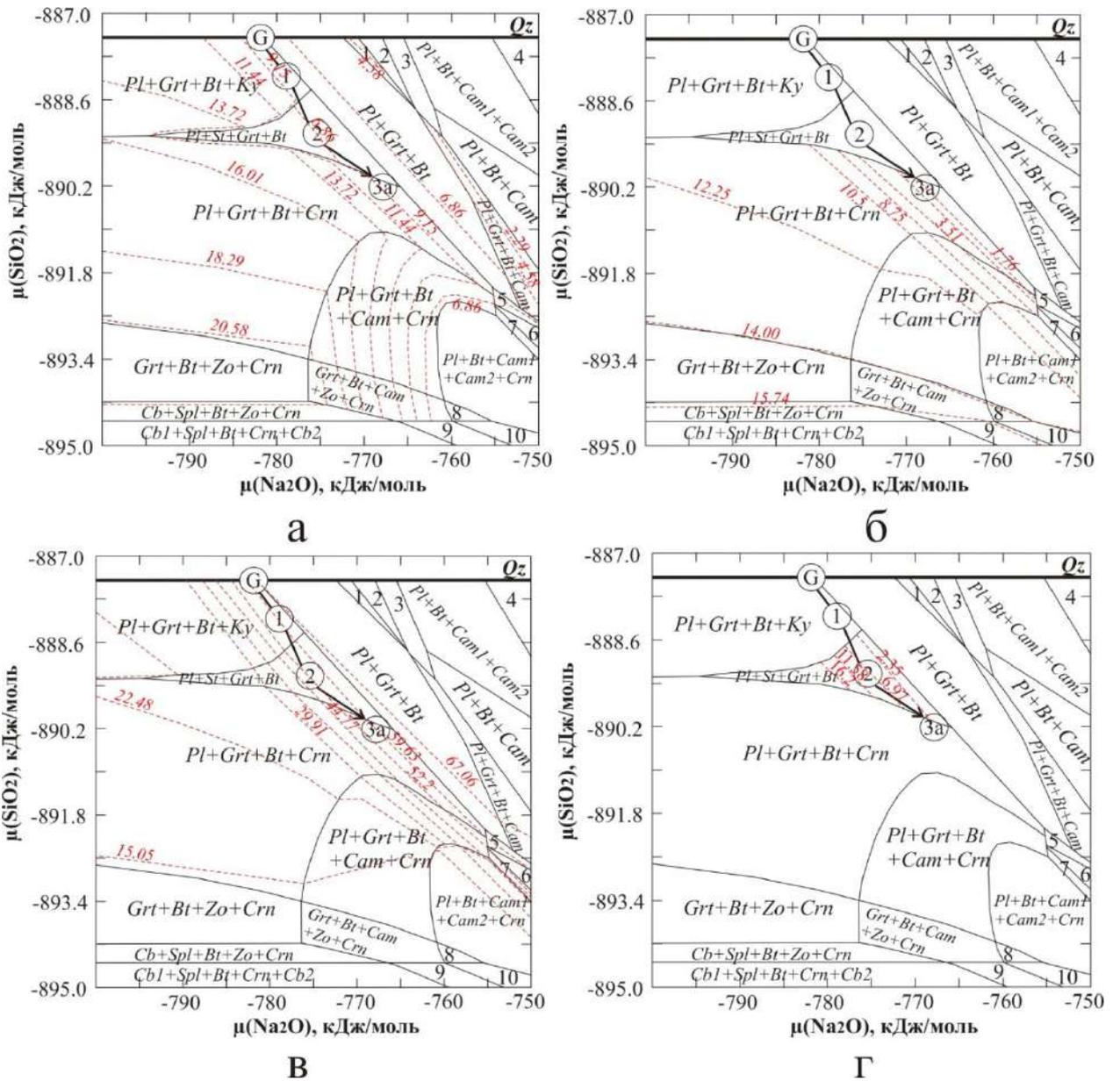


Рис. 86. Изомоды к $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечению: а – для граната, б – для корунда, в – для плагиоклаза, г – для ставролита.

Согласно петрографическим данным, кальциевый амфибол начинает появляться уже в тех разновидностях, где отмечаются ставролит-плагиоклазовые симплектиты вокруг кианита (зона 3б). Все эти данные свидетельствуют о том, что K_2O во внутренних зонах корундсодержащих метасоматитов переходит в подвижное состояние.

При вполне подвижном состоянии K_2O фазовые соотношения в исследуемой системе изображаются на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$ (рис. 87).

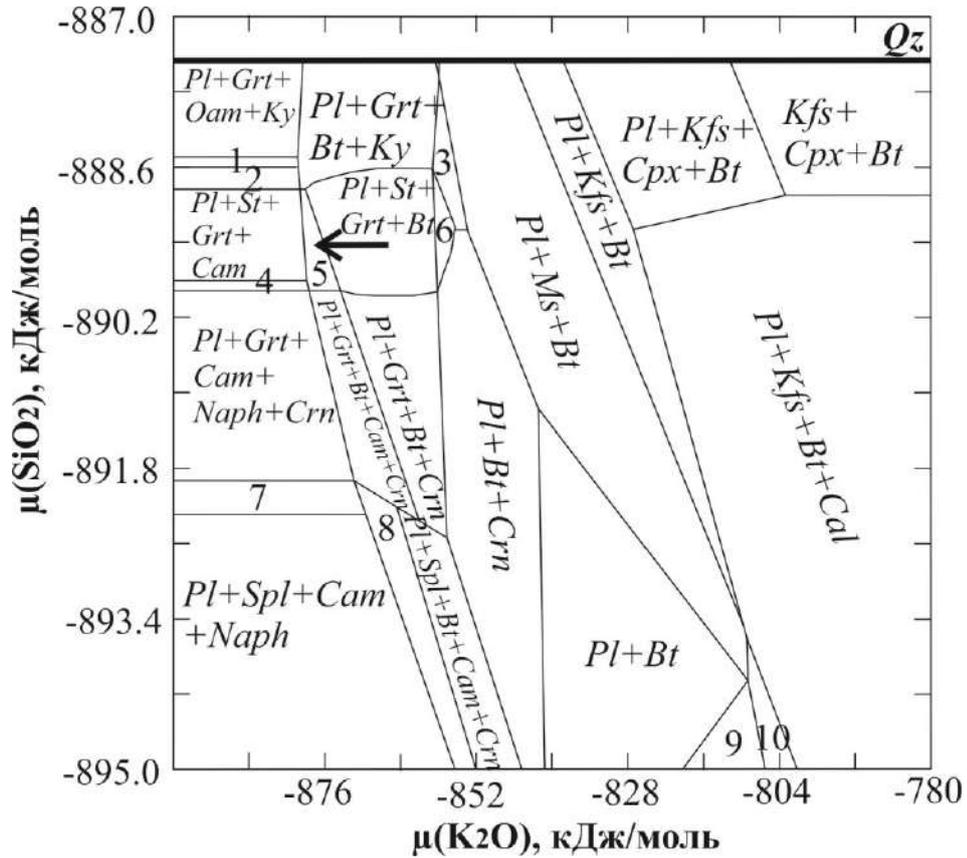


Рис. 87. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Стрелкой показано направление процесса. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Grt + Oam + Cam + Ky$, 2 – $Pl + Grt + Cam + Ky$, 3 – $Pl + Bt + Ky$, 4 – $Pl + St + Grt + Cam + Naph$, 5 – $Pl + St + Grt + Bt + Cam$, 6 – $Pl + Grt + Cam + Ky$, 7 – $Pl + Spl + Grt + Cam + Naph$, 8 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 9 – $Pl + Bt + Cal$, 10 – $Pl + Ms + Bt + Cal$. *Naph* – Na-флогопит.

Как видно на полученной диаграмме, уменьшение химического потенциала K_2O приводит к появлению в биотитсодержащих ассоциациях кальциевого амфибола, а затем – к исчезновению биотита. Таким образом, протекание реакции:



в конечном счёте обеспечивает переход от парагенезиса $Pl + Bt + St + Grt$ к парагенезису $Pl + St + Grt + Cam$ в амфиболовой зоне. Согласно результатам термодинамического моделирования, протекание этой реакции обеспечивает появление 6.5 – 7% кальциевого амфибола (рис. 88).

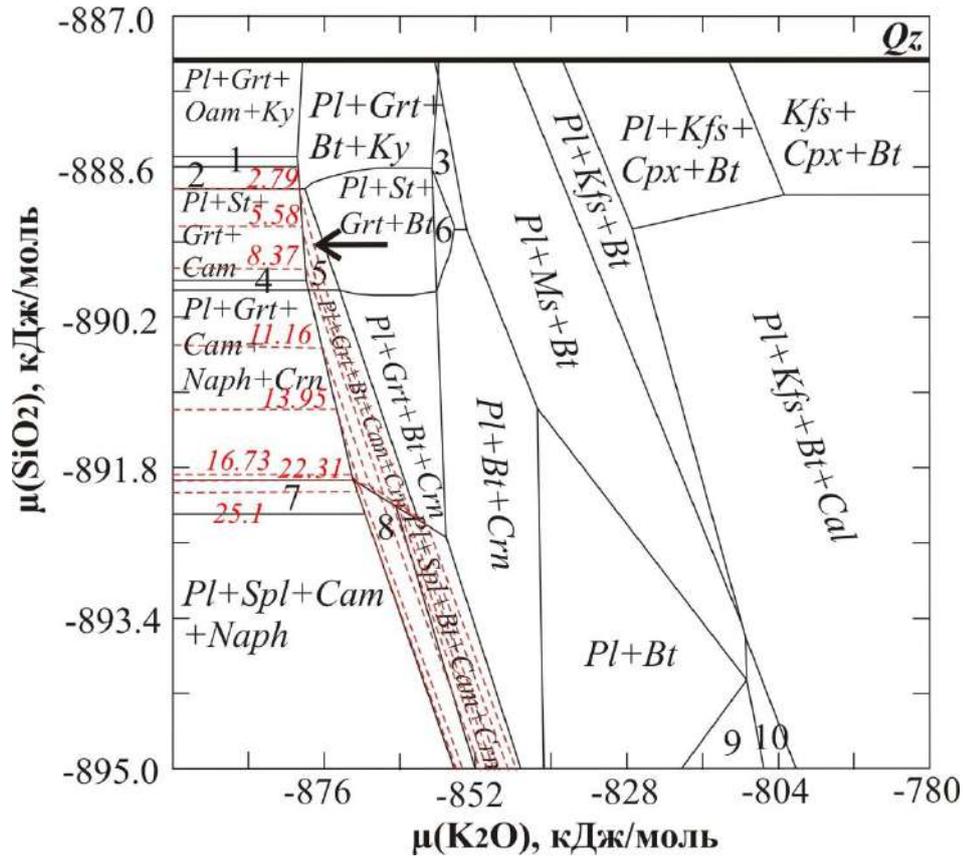


Рис. 88. Диаграмма с изомодами кальциевого амфибола для псевдосечения $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$.

Программный комплекс Perplex не позволяет моделировать метасоматоз с более чем двумя вполне подвижными компонентами. Чтобы учесть при моделировании подвижное поведение K_2O и уменьшение его химического потенциала, количество K_2O в исходном составе было уменьшено до 0.87 вес. % (это значение отвечает химическому потенциалу K_2O в поле парагенезиса $Pl + St + Grt + Cam$ на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$). Уменьшение количества K_2O в исходном составе приводит, в частности, к смещению точки кианит-гранат-биотитового гнейса на диаграммах состав-парагенезис (диаграммы 3 и 4 на рис. 83) вследствие вычитания биотита из состава породы.

Условия формирования ассоциаций амфиболсодержащих пород со ставролитом и корундом (зоны 3б, 4) отражены на псевдосечении $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ с уменьшенным в исходном составе количеством K_2O (рис. 89).

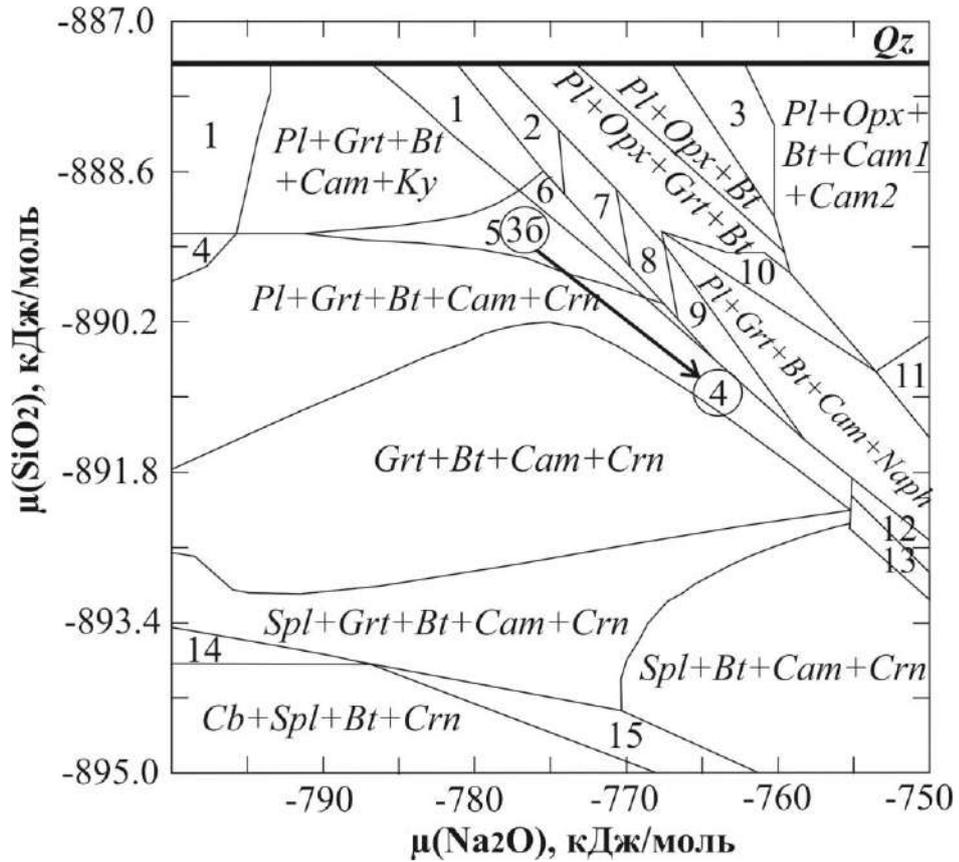


Рис. 89. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кyanит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Количество K_2O в исходном составе уменьшено до 0.87 вес.%. Цифры 3 и 4 в кружках отвечают соответствующим диаграммам состав-парагенезис. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Grt + Bt + Ky$, 2 – $Pl + Grt + Bt$, 3 – $Pl + Opx + Bt + Cam$, 4 – $Pl + Grt + Bt + Crn$, 5 – $Pl + St + Grt + Bt + Cam$, 6 – $Pl + St + Grt + Bt$, 7 – $Chl + Pl + Grt + Bt$, 8 – $Pl + Grt + Bt + Cam$, 9 – $Pl + Grt + Bt + Naph$, 10 – $Pl + Opx + Grt + Bt + Cam$, 11 – $Pl + Bt + Cam + Cam + Naph$, 12 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 13 – $Pl + Spl + Bt + Cam + Crn$, 14 – $Cb + Spl + Grt + Bt + Crn$, 15 – $Cb + Spl + Bt + Cam + Crn$.

Разрастание поля кальциевого амфибола обеспечивает его появление в ставролитовом парагенезисе при тех же химических потенциалах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$, что и в зоне 2.

При этом на полученном псевдосечении всё ещё присутствует биотит, поскольку достаточное для его формирования количество K_2O имеется в исходном составе. Однако при дальнейшем переходе в подвижное состояние K_2O биотит будет становиться нестабильным и окончательно исчезать, что приведет к формированию парагенезиса $Pl + Grt + St + Cam$. Обращаясь к данным мультиравновесной термобарометрии (Акимова,

Скублов, 2021), отметим, что с биотитом не удавалось получить сходящиеся построения – по причине того, что биотит не в равновесии с кальциевым амфиболом.

Парагенезис $Pl + Grt + St + Cam$ будет сменяться парагенезисом $Pl + Grt + Cam + Crn$ при уменьшении $\mu(\text{SiO}_2)$ и увеличении $\mu(\text{Na}_2\text{O})$, чему соответствует реакция (5), которая в данном случае протекает в присутствии кальциевого амфибола, а не биотита.

Таким образом, парагенезис $Pl + Grt + Cam + Crn$, отмечаемый в зоне 4 корундсодержащих пород, сформировался при продолжающейся десиликации кианит-гранат-биотитовых гнейсов, сопровождающейся Na-щелочным метасоматозом, после перехода в подвижное состояние K_2O .

Как видно на диаграммах с изомодами (рис. 90), переход в подвижное состояние K_2O приводит к появлению парагенезисов с весьма существенным количеством кальциевого амфибола – до 35%, при этом обеспечиваются широкие вариации содержания кальциевого амфибола и плагиоклаза в породе, поскольку изомоды в интересующем участке псевдосечения сильно сближены.

Положение на всех псевдосечениях кружков с номерами зон и диаграмм состав-парагенезис отвечает параметрам формирования пород этих зон и определено исходя из модельных вариаций составов минералов (см. далее).

Отметим, что все псевдосечения (рис. 78, 84-89) построены при заданной $X(\text{CO}_2) = 0.3$, и возникает вопрос, могла ли эта величина иметь место в реальности, или стоит учесть широкие вариации $X(\text{CO}_2)$ в природном флюиде. Для этого рассмотрим псевдосечения, аналогичные диаграмме на рис. 89, но при заданной $X(\text{CO}_2) = 0.1$ (рис. 91), $X(\text{CO}_2) = 0.2$ (рис. 92), $X(\text{CO}_2) = 0.4$ (рис. 93).

На полученных диаграммах видно, что если $X(\text{CO}_2)$ уменьшается до 0.1, то тогда сильно расширяется поле стабильности хлорита, а поле ассоциации $Pl+Grt+Bt+Cam+Crn$ практически исчезает (рис. 91). А если $X(\text{CO}_2)$ увеличивается до 0.4, тогда поле ассоциации $Pl+Grt+Bt+Cam+Crn$ расширяется, но зато практически исчезает поле ставролита (рис. 93). Таким образом, возможный диапазон $X(\text{CO}_2)$ во флюиде при данных $P-T$ - от 0.2 до 0.3.

Отметим, что полученные оценки справедливы только при данных температуре и давлении, поскольку понижение температуры эквивалентно увеличению доли воды во флюиде.

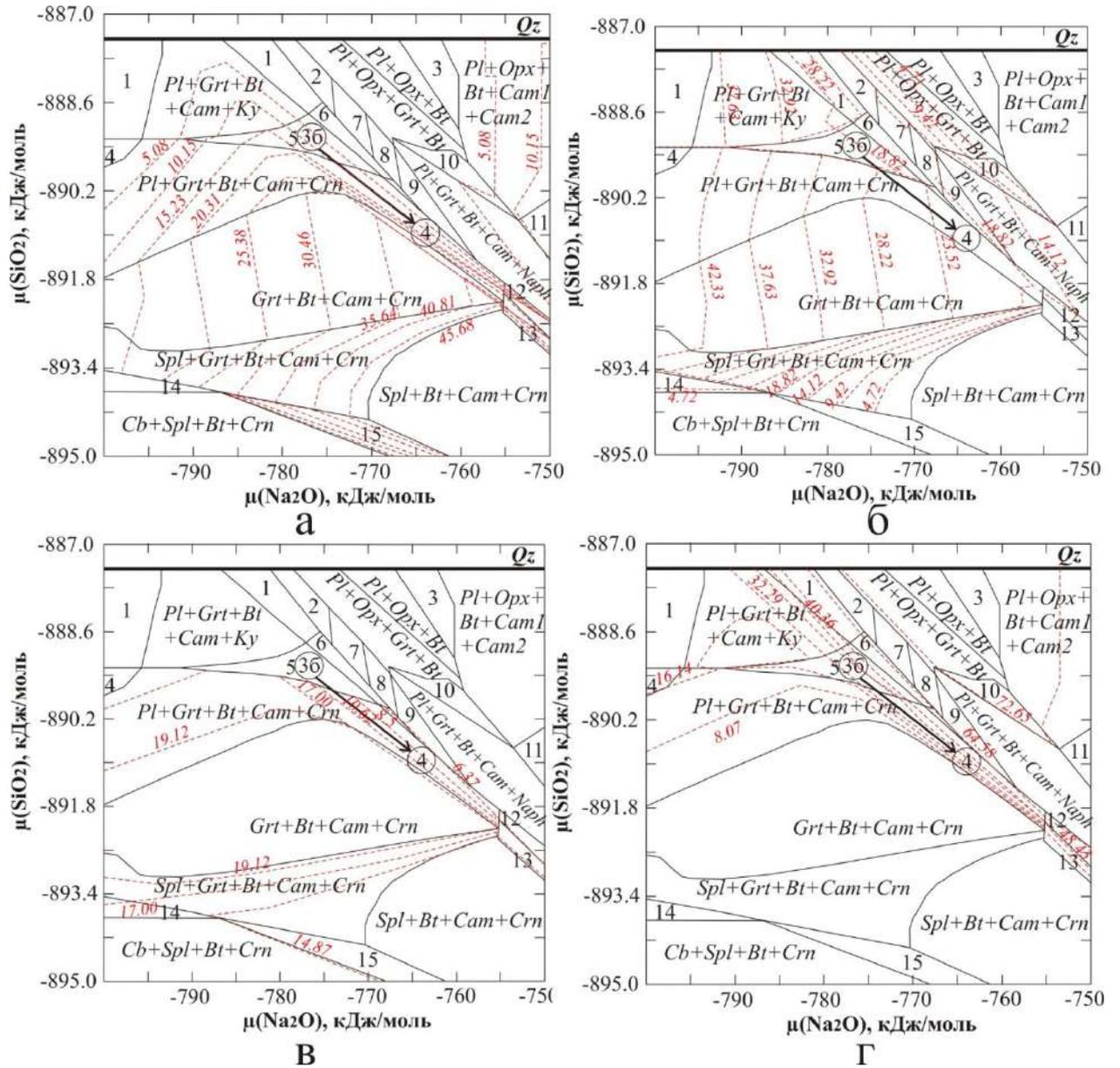


Рис. 90. Изомоды к $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечению с уменьшенным до 0.87 вес.% количеством K_2O в исходном составе: а – для кальциевого амфибола, б – для граната, в – для корунда, г – для плагиоклаза.

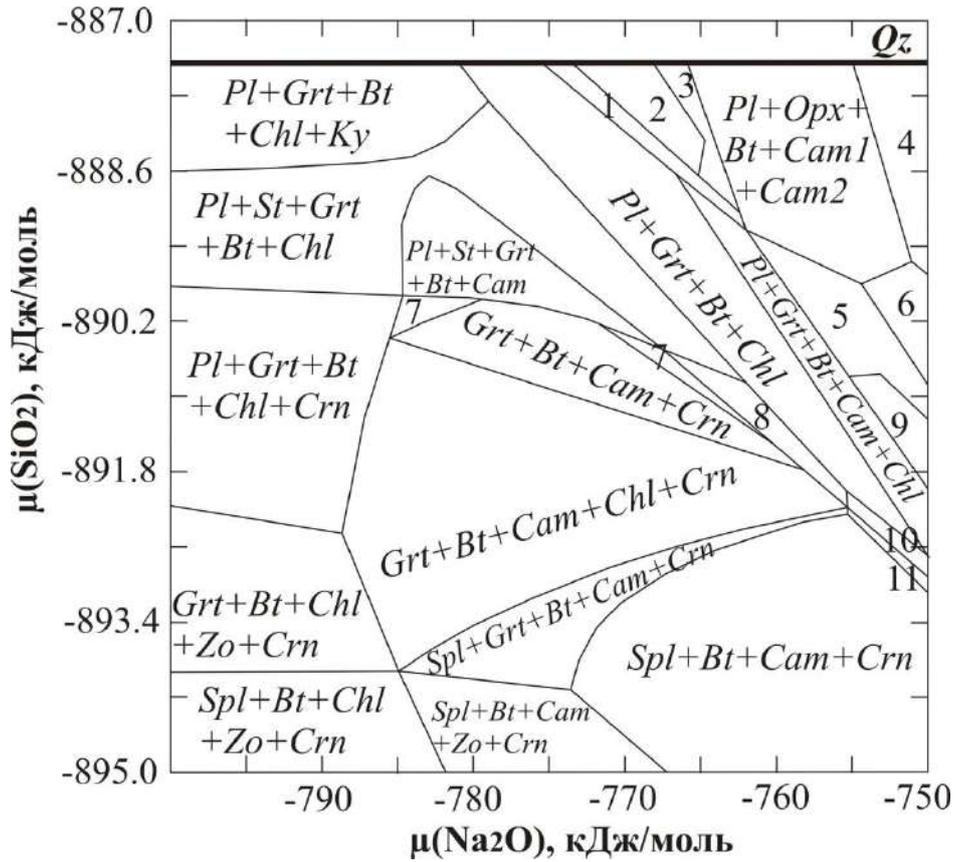


Рис. 91. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.1$. Количество K_2O в исходном составе уменьшено до 0.87 вес.%. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Bt}$, 2 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Bt}$, 3 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 4 – $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2}$, 5 – $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2} + \text{Chl}$, 6 – $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2} + \text{Naph}$, 7 – $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Crn}$, 8 – $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Crn}$, 9 – $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Chl}$, 10 – $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Chl}$, 11 – $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Crn}$.

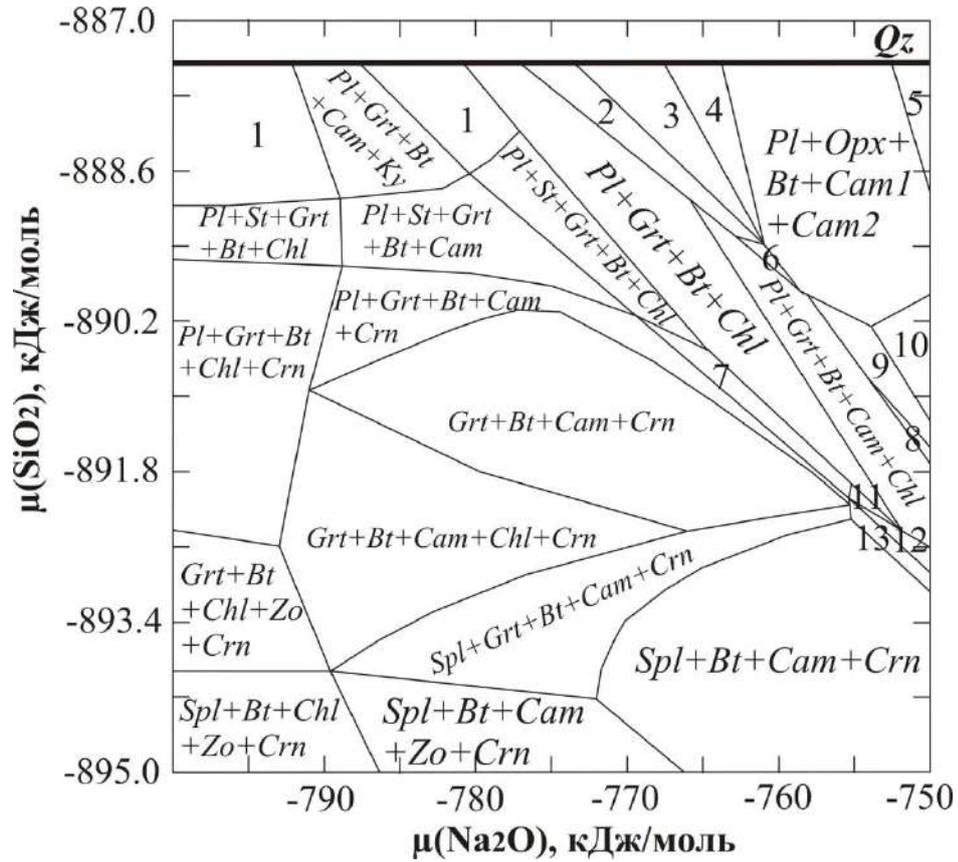


Рис. 92. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.2$. Количество K_2O в исходном составе уменьшено до 0.87 вес.%. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Ky}$, 2 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Bt}$, 3 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Bt}$, 4 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 5 – $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2}$, 6 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 7 – $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Crn}$, 8 – $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Chl}$, 9 – $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2} + \text{Chl}$, 10 – $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2} + \text{Naph}$, 11 – $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl}$, 12 – $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Chl}$, 13 – $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Crn}$.

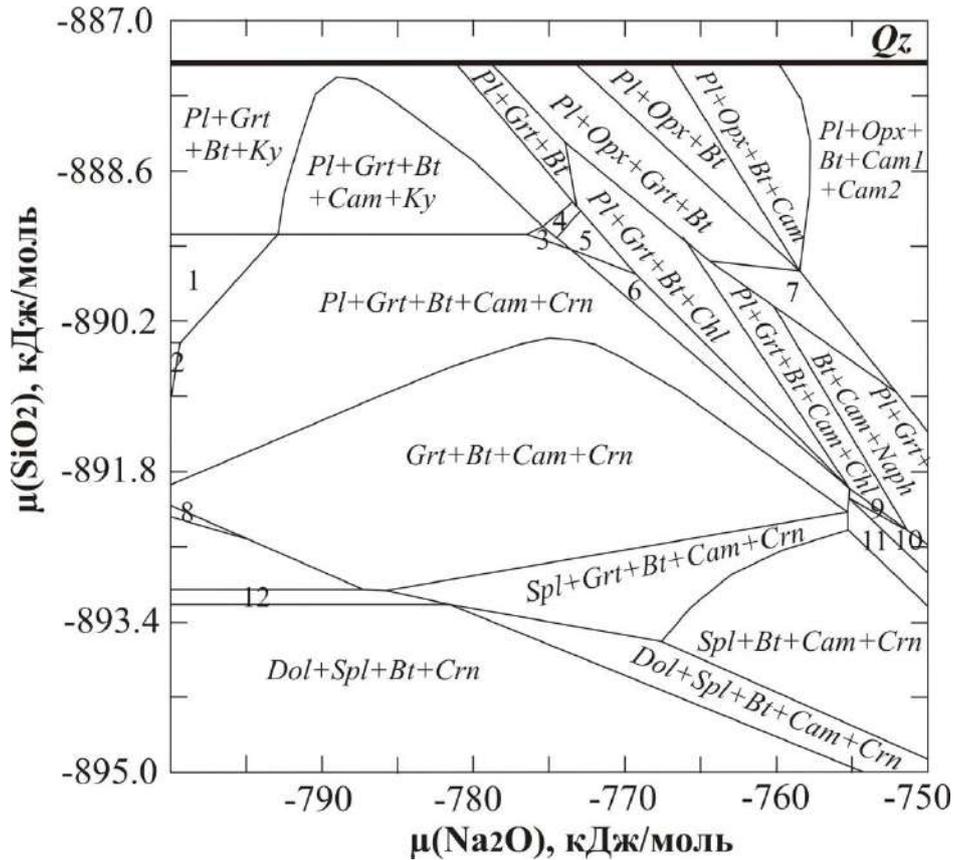


Рис. 93. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.4$. Количество K_2O в исходном составе уменьшено до 0.87 вес.%. Цифрами обозначены ассоциации: 1 - $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Crn}$, 2 - $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Crn}$, 3 - $\text{Pl} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 4 - $\text{Pl} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Bt}$, 5 - $\text{Pl} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl}$, 6 - $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Crn}$, 7 - $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 8 - $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Chl} + \text{Crn}$, 9 - $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 10 - $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 11 - $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Crn}$, 12 - $\text{Dol} + \text{Spl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Crn}$.

Необходимо также рассмотреть вопрос о подвижном поведении CaO (совместно с Na_2O), обсуждавшийся в работах коллег (Серебряков, Русинов, 2004). Петрохимические данные свидетельствуют о некотором увеличении количества CaO в корундсодержащих породах по сравнению с вмещающими кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (табл. 1 в Приложении 2), что может объясняться как приносом CaO (т.е. его подвижным поведением), так и участием в метасоматическом процессе протолита, несколько обогащенного CaO .

Рассмотрим первый из возможных сценариев, допускающий подвижное поведение CaO . Наиболее вероятен переход CaO в подвижное состояние на границе зон 1 и 2, где

кианит замещается ставролит-плагоклазовыми симплектитами и при этом возрастает гроссуляровая компонента в гранате, а плагиоклаз становится несколько более основным.

Обратимся к псевдосечению в координатах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{CaO})$ для зон 1-2 (рис. 94).

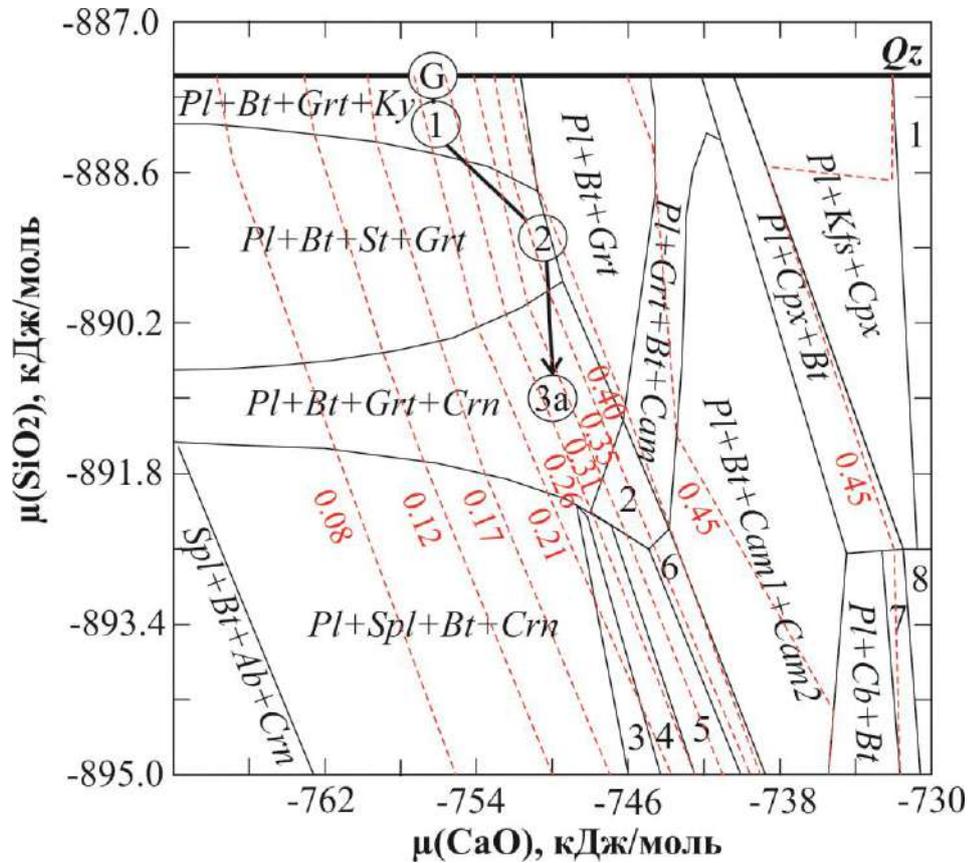


Рис. 94. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{CaO})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Красными пунктирными линиями проведены изоплеты, отражающие модельные вариации анортитовой компоненты в плагиоклазе в зонах 1–3а. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Kfs + Cpx + Zo$, 2 – $Pl + Grt + Bt + Cam + Crn$, 3 – $Pl + Spl + Bt$, 4 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 5 – $Pl + Spl + Bt + Cam + Crn$, 6 – $Pl + Bt + Cam1 + Cam2 + Crn$, 7 – $Pl + Dol + Bt + Zo$, 8 – $Pl + Kfs + Dol + Zo$.

На полученном псевдосечении фиксируются поля тех же парагенезисов корундсодержащих метасоматитов, что и на $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$: $Pl + Grt + Bt + Ky$, $Pl + Bt + St + Grt$, $Pl + Bt + Grt + Crn$, $Pl + St + Grt + Bt + Cam$, $Pl + Grt + Bt + Cam + Crn$. Реконструированный по изолиниям состава плагиоклаза тренд допускает существенное изменение $\mu(\text{CaO})$ только при переходе от зоны 1 к зоне 2.

Но Na_2O здесь пока остаётся инертным, что в реальности, очевидно, не выполняется. Для того чтобы учесть подвижное поведение сразу трёх компонентов – SiO_2 ,

CaO и Na₂O, – рассмотрим проекцию трёхмерной диаграммы $\mu(\text{SiO}_2)\text{--}\mu(\text{CaO})\text{--}\mu(\text{Na}_2\text{O})$ на плоскость $\mu(\text{CaO})\text{--}\mu(\text{Na}_2\text{O})$ для системы Na₂O-CaO-Al₂O₃-SiO₂ с инертным Al₂O₃ (рис. 95).

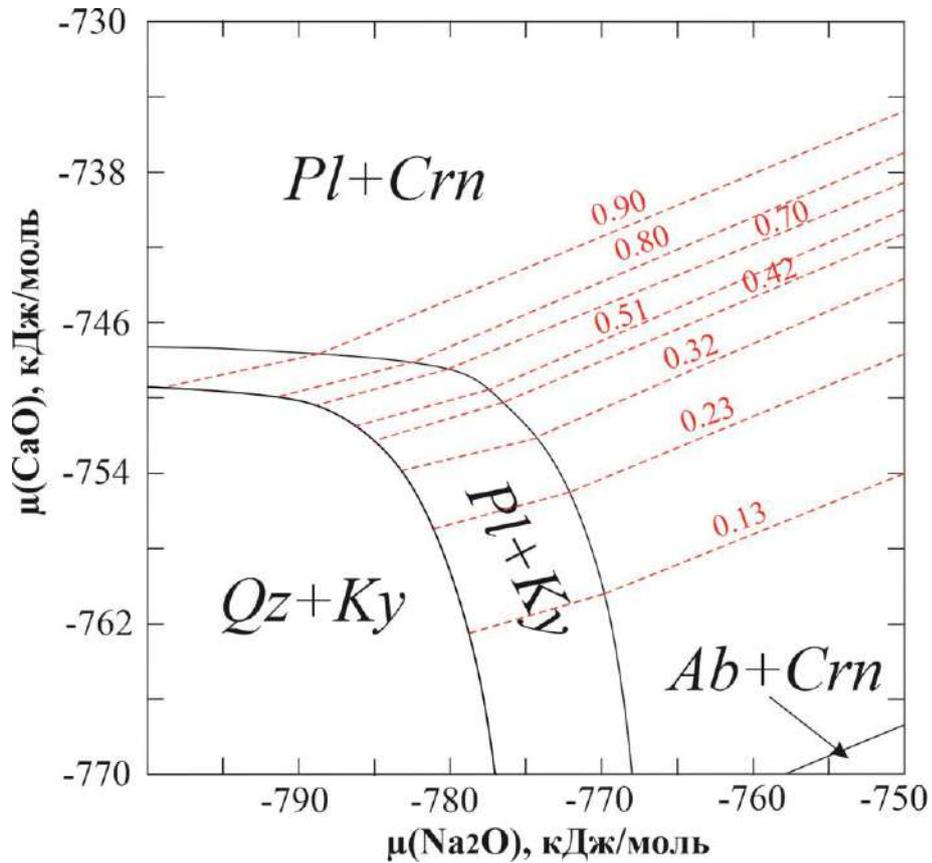


Рис. 95. Проекция трёхмерной диаграммы $\mu(\text{SiO}_2)\text{--}\mu(\text{CaO})\text{--}\mu(\text{Na}_2\text{O})$ на плоскость $\mu(\text{CaO})\text{--}\mu(\text{Na}_2\text{O})$ для системы CaO-Na₂O-Al₂O₃-SiO₂ с инертным Al₂O₃. T = 650°C, P = 8 кбар, X(CO₂) = 0.3. Красными пунктирными линиями показаны изоплеты для плагиоклаза.

В подсистеме Na₂O-CaO-Al₂O₃-SiO₂ при наличии сосуществующих Crn и Pl имеется две степени свободы, одна из которых приходится на SiO₂. Значит, вторым ВПК может быть либо Na₂O, либо CaO. Если подвижен Na₂O, то состав плагиоклаза однозначно определяет потенциал CaO, и наоборот. Именно поэтому на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)\text{--}\mu(\text{CaO})$, где присутствуют те же парагенезисы при тех же составах Pl, что и на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)\text{--}\mu(\text{Na}_2\text{O})$.

Если же подвижны одновременно SiO₂, Na₂O, и CaO, то ассоциация Crn+Pl неустойчива. В корундсодержащих породах, с учётом подвижного поведения Na₂O, CaO, SiO₂ и K₂O (инертны здесь Al₂O₃, FeO и MgO), должен появиться трехминеральный парагенезис – либо Crn + Grt + Cam, либо Pl + Grt + Cam. Но такие трехминеральные парагенезисы в шлифах не отмечались.

Таким образом, Na_2O , и CaO в случае корундсодержащих пород не могли быть подвижными одновременно (в пределах одной метасоматической колонки).

Рассмотрим возможность того, что повышенное содержание CaO являлось особенностью протолита, по которому развивались корундсодержащие метасоматиты. Вариации состава кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи допускают повышенные содержания CaO , вплоть до 4.54 вес. % (Володичев, 1990, Мыскова, 2001). Обратимся к псевдосечению в координатах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ с добавкой CaO в исходном составе (рис. 96).

Если сравнить полученное псевдосечение с $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ без добавки CaO (рис. 89), можно заметить некоторые изменения. Во-первых, линия



ощутимо сместилась влево. Во-вторых, значительно расширилось поле парагенезиса $Pl + Grt + Bt + Cam + Crn$, (в результате чего поле бесплаггиоклазового парагенезиса $Grt + Bt + Cam + Crn$ исчезло). Как видно по изолиниям состава плагиоклаза, плагиоклаз в парагенезисе $Pl + Grt + Bt + Cam + Crn$ стал в целом более основным. Здесь по-прежнему актуален тот же тренд метасоматической переработки, что и на $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ без добавки CaO (рис. 89). Но он существенно сблизился с линией, маркирующей превращение корунда в плагиоклаз.

Содержание кальциевого амфибола в зоне 4 здесь, согласно результатам термодинамического моделирования, составляет 18 об. %, а при возрастании интенсивности десиликации с Na-щелочным метасоматозом оно будет очень быстро увеличиваться вплоть до 32% при $\mu(\text{Na}_2\text{O}) = -760$ кДж/моль, $\mu(\text{SiO}_2) = -892$ кДж/моль (рис. 97).

Таким образом, сценарий с обогащенным CaO протолитом реалистичен и позволяет объяснить, во-первых, возникновение обогащенных кальциевым амфиболом корундсодержащих пород, а во-вторых, отсутствие трехминеральных парагенезисов, отвечающих подвижному поведению SiO_2 , Na_2O , K_2O и CaO одновременно.

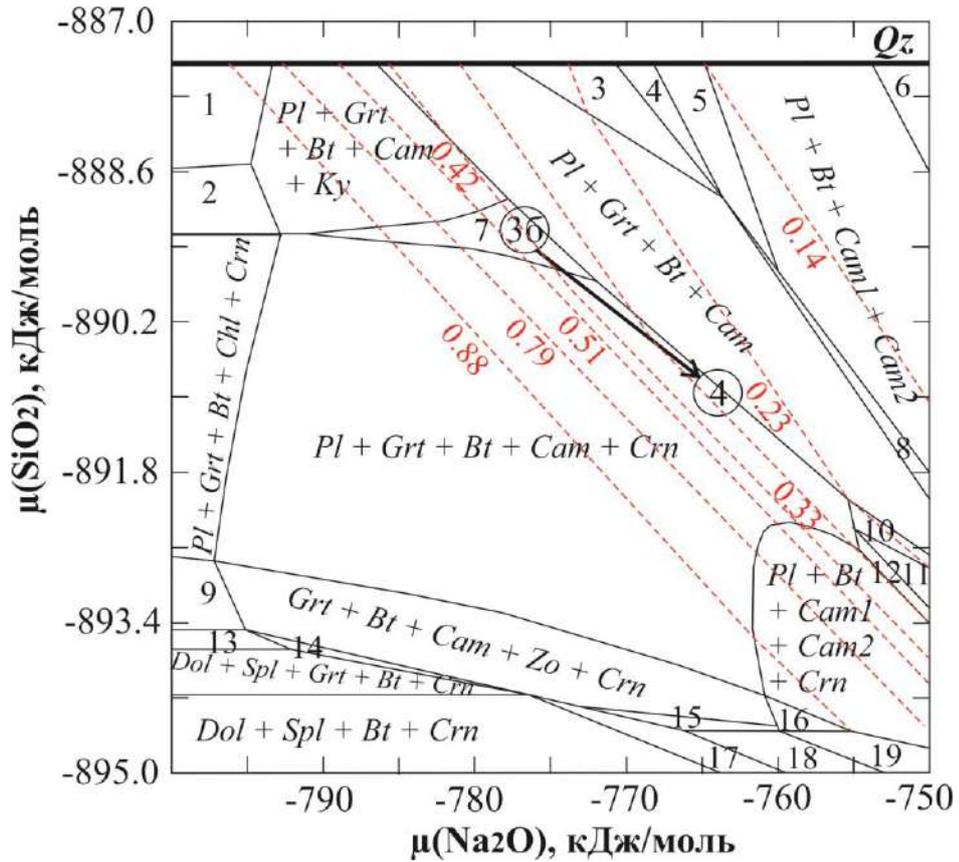


Рис. 96. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (состав 1 в табл. 1 в Приложении 2). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0.3$. Количество K_2O в исходном составе уменьшено до 0.87 вес. %, а количество CaO увеличено до 4.54 вес. %. Красными пунктирными линиями проведены изоплеты, отражающие модельные вариации анортитовой компоненты в плагиоклазе в зонах 3б–4. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ky}$, 2 – $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Ky}$, 3 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 4 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 5 – $\text{Pl} + \text{Opx} + \text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2}$, 6 – $\text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Cam}$, 7 – $\text{Pl} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 8 – $\text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2}$, 9 – $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Zo} + \text{Crn}$, 10 – $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 11 – $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam}$, 12 – $\text{Pl} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Crn}$, 13 – $\text{Dol} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Crn}$, 14 – $\text{Dol} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Crn}$, 15 – $\text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Zo} + \text{Crn}$, 16 – $\text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2} + \text{Zo} + \text{Crn}$, 17 – $\text{Dol} + \text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Crn}$, 18 – $\text{Spl} + \text{Bt} + \text{Cam} + \text{Crn} + \text{Cal}$, 19 – $\text{Bt} + \text{Cam1} + \text{Cam2} + \text{Crn} + \text{Cal}$.

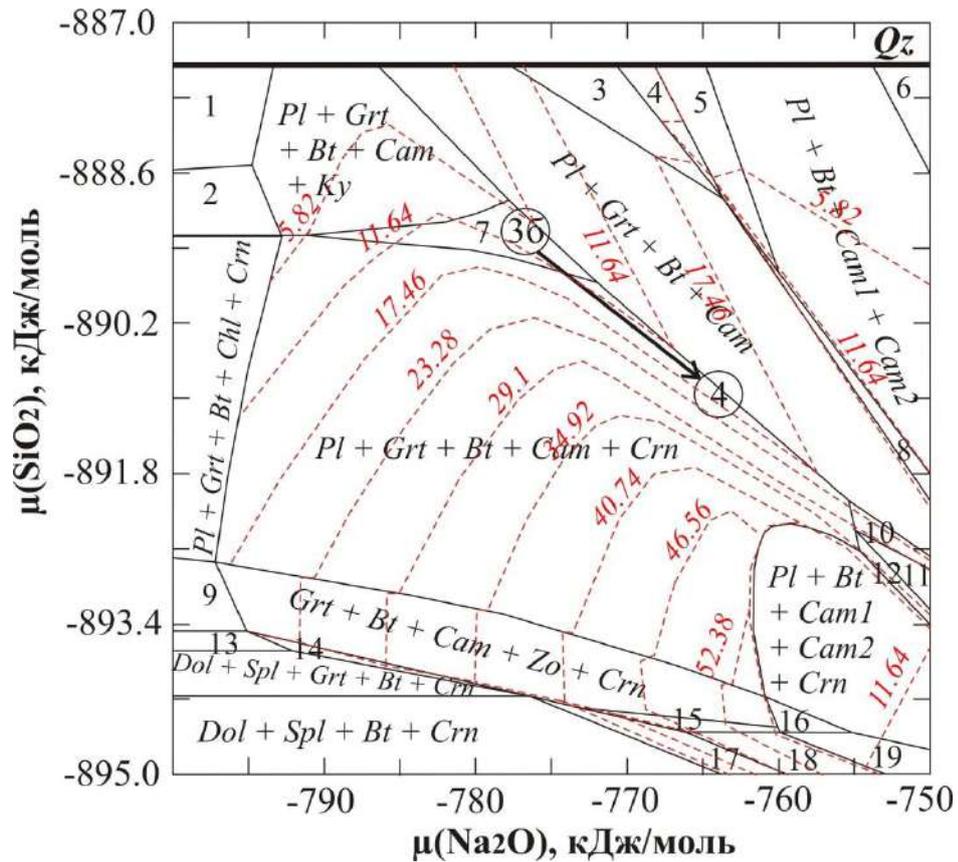


Рис. 97. Диаграмма с изодомами кальциевого амфибола для $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечения с уменьшенным до 0.87 вес. % количеством K_2O и увеличенным до 4.54 вес. % количеством CaO в исходном составе.

Количественные данные по подвижному поведению компонентов при метасоматозе суммированы в табл. 7.

Табл. 7. Величины $\mu(\text{SiO}_2)$, $\mu(\text{Na}_2\text{O})$, $\mu(\text{K}_2\text{O})$ и соответствующие им $\lg a(\text{SiO}_2)$, A_{Na} , A_{K} для зон модельной зональности корундсодержащих метасоматитов.

	$\mu(\text{SiO}_2)$, Дж/моль	$\lg a(\text{SiO}_2)$	$\mu(\text{Na}_2\text{O})$, Дж/моль	A_{Na}	$\mu(\text{K}_2\text{O})$, Дж/моль	A_{K}
Зона 1	-888500	-0.05766	-780000	4.378010	-863662	3.353453
Зона 2	-889500	-0.11424	-776000	4.491178	-863022	3.371560
Зона 3а	-891000	-0.19912	-762000	4.887267	-864602	3.326859
Зона 3б	-889500	-0.11424	-776000	4.491178	-870454	3.161294
Зона 4	-891000	-0.19912	-762000	4.887267	-872156	3.113141

Из полученных данных следует, что корундсодержащие породы сформировались в условиях понижения $\lg a(\text{SiO}_2)$ от -0.06 до -0.2 при повышенной активности Na (A_{Na} возрастает от 4.38 до 4.88) и пониженной – K (A_{K} снижается от 3.35 до 3.11).

Для оценки изменения рН при метасоматозе обозначим химический потенциал Na_2O в исходной породе как $\mu(\text{Na}_2\text{O})_0$, а в тыловой зоне метасоматитов – как $\mu(\text{Na}_2\text{O})_1$. Тогда:

$$\mu(\text{Na}_2\text{O})_0 - \mu(\text{Na}_2\text{O})_1 = 2RT(\ln a\text{H}^+_1 - \ln a\text{H}^+_0) \quad (8),$$

и в таком случае мы можем выразить изменение рН при метасоматозе, обозначив его $\Delta\text{pH} = \text{pH}_1 - \text{pH}_0$, как

$$\Delta\text{pH} = -0.43429(\ln a\text{H}^+_1 - \ln a\text{H}^+_0) \quad (9),$$

или, переходя к химическим потенциалам, как

$$\Delta\text{pH} = -0.43429(\mu(\text{Na}_2\text{O})_0 - \mu(\text{Na}_2\text{O})_1)/2RT \quad (10).$$

Таким образом, в случае корундсодержащих пород проявления Хитоостров, где $T = 923\text{K}$, $\mu(\text{Na}_2\text{O})_0 = -780$ кДж/моль (в исходном гнейсе), $\mu(\text{Na}_2\text{O})_1 = -762$ кДж/моль (в зоне 4), $\Delta\text{pH} = 0.51$. То есть, в данном случае значение рН при метасоматозе несколько повышалось, что обусловило субщелочной характер метасоматоза.

Модельные вариации составов минералов. Моделирование вариаций составов минералов в *Perplex* – несколько более сложная задача в силу ряда ограничений, связанных с несовершенством термодинамических моделей твёрдых растворов. Во-первых, невозможно учесть вхождение Na в позицию К в биотите, контролируемое меняющимся соотношением $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ и $\mu(\text{K}_2\text{O})$. Во-вторых, не учитывается присутствие натрожедрита в минеральных ассоциациях. В-третьих, существующие модели твёрдого раствора кальциевого амфибола не позволяют учесть возможность формирования амфиболов с $^{\text{T}}\text{Al} > 2$ ф.к. и $^{\text{B}}\text{Na} > 0.5$ ф.к. в моделируемых условиях. Тем не менее, количественная оценка характера процесса невозможна без модельных вариаций составов минералов.

На рис. 98 (а, б) видно, что состав плагиоклаза контролируется как процессом десиликации, так и Na-щелочным метасоматозом, т.е. преобладание десиликации будет приводить к смещению состава плагиоклаза в сторону более основного (что отмечается в зоне 2), а Na-щелочной метасоматоз при этом может способствовать сохранению постоянства состава плагиоклаза или даже его смещению в сторону более кислого (что наблюдается в зонах 3–4).

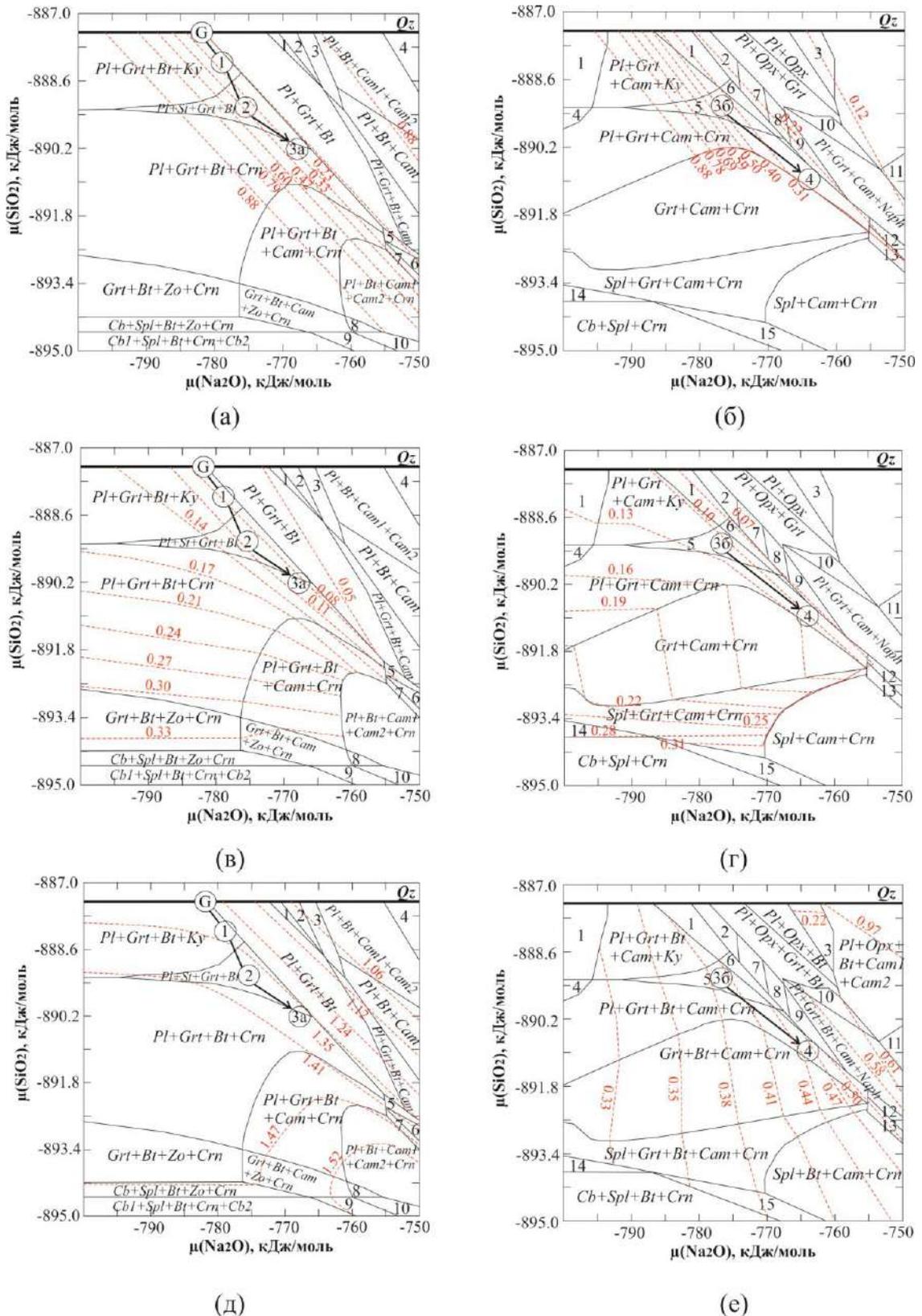
Подвижность SiO_2 и Na_2O оказывает влияние и на состав граната: десиликация будет приводить к возрастанию кальциевости ($X_{\text{Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$) (что и отмечается

в зоне 2), а Na-щелочной метасоматоз – к её уменьшению (что имеет место в зонах 3б–4) (рис. 98 в, г).

На глинозёмистость биотита при этом десиликация оказывает довольно слабое влияние (рис. 98 д), а возрастание $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ приводит к сохранению постоянства содержания $^{\text{T}}\text{Al}$. Этим объясняется отсутствие значимых вариаций состава биотита в корундсодержащих породах.

Возрастание $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ приводит и к росту содержания Na в кальциевом амфиболе (рис. 98 е), однако модельные вариации оказываются несколько уже природных в силу, как уже было сказано, несовершенства моделей твердых растворов.

Сопоставление модельных вариаций составов плагиоклаза, а затем и других минералов (см. рис. 98 а-е) с природными (см. Приложение 3) позволило определить с положением зон метасоматической колонки корундсодержащих метасоматитов на псевдосечениях (рис. 85, 89) и направлением тренда метасоматического процесса.



Термодинамическое моделирование процесса формирования клиноцоизитовых амфиболитов. Исчезновение в клиноцоизитовых амфиболитах кварца, развитие более глинозёмистых биотита и амфибола - свидетельства десиликации вмещающих гранатовых амфиболитов. При этом появление основного плагиоклаза возможно как вследствие десиликации, так и в результате понижения $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ (рис. 99). Появлению цоизита при этом могло способствовать как снижение температуры, так и влияние десиликации и понижения $\mu(\text{Na}_2\text{O})$. Замещение граната плагиоклаз-амфиболовыми симплектитами в данном случае, по всей видимости, связано со снижением температуры.

Отметим, что на получившемся псевдосечении отсутствует корунд. Его формированию препятствует высокое содержание оснований в амфиболитах. Вероятно, появлению корунда в клиноцоизитовых амфиболитах на других проявлениях способствует последующий переход в подвижное состояние оснований, но этот вопрос требует дальнейших исследований.

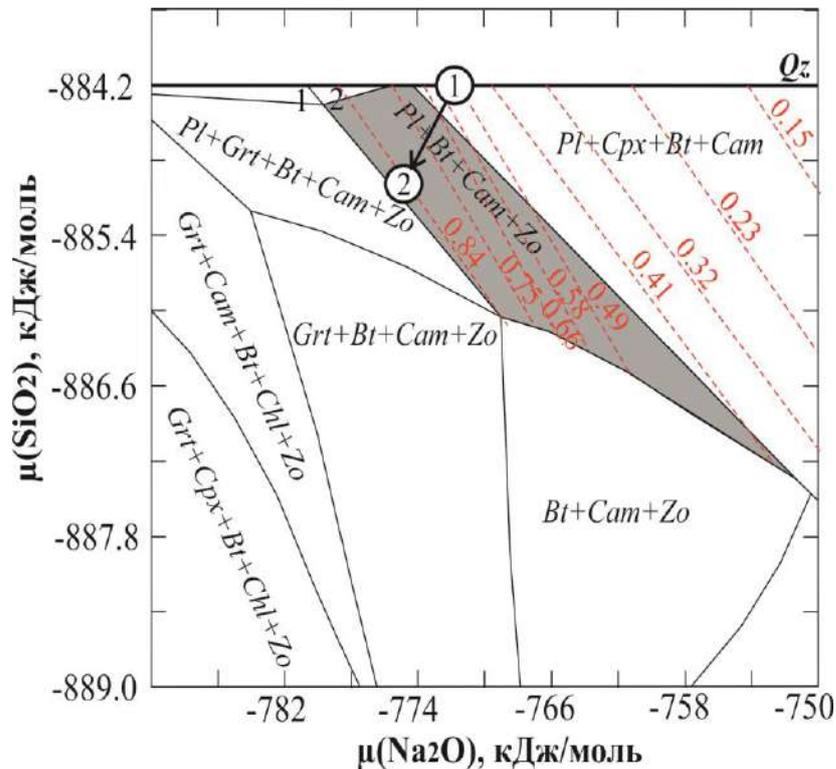


Рис. 99. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных гранатовых амфиболитов (образец Khi008г в табл. 1 в Приложении 2). $T = 620^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X(\text{CO}_2) = 0$. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $\text{Grt} + \text{Cam} + \text{Bt} + \text{Pl}$, 2 – $\text{Cam} + \text{Bt} + \text{Pl}$. Красные пунктирные линии с красными цифрами – изоплеты, отражающие состав плагиоклаза (содержание анортитовой компоненты). Цифры в кружках: 1 – точка состава вмещающего гранатового амфиболита, 2 – точка состава клиноцоизитового амфиболита. Стрелкой показан предполагаемый тренд метасоматической переработки.

Напоследок стоит отметить, что стабильность ассоциаций с клиноцоизитом-эпидотом, а не с цоизитом, обусловлена более высокой fO_2 (рис. 100): поля ассоциаций с цоизитом в большинстве своём расположены ниже буфера QFM, а поля ассоциаций с клиноцоизитом-эпидотом – выше буфера QFM.

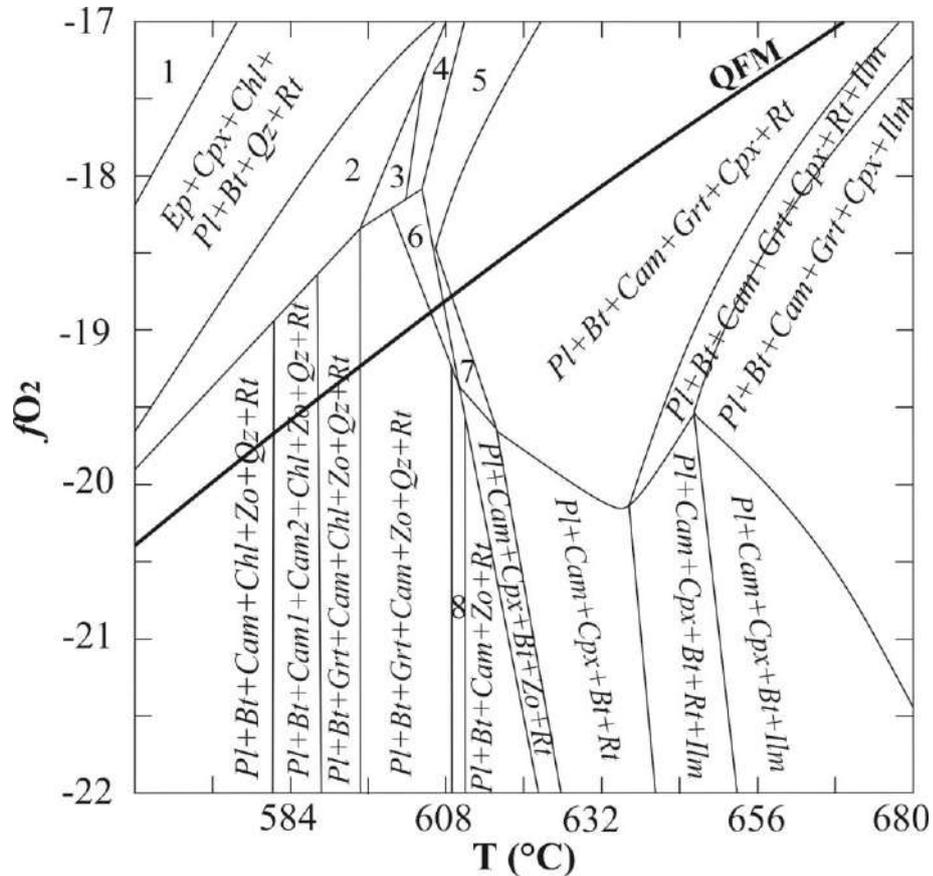


Рис. 100. T - fO_2 псевдосечение для заданного состава клиноцоизитовых амфиболитов (образец Khi008д в табл. 1 в Приложении 2). $P = 8$ кбар. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Chl + Cpx + Ms + Ep + Bt + Qz + Rt$, 2 – $Cam + Pl + Ep + Bt + Chl + Qz + Rt$, 3 – $Pl + Ep + Grt + Bt + Cam + Qz + Rt$, 4 – $Pl + Grt + Cpx + Bt + Cam + Ep + Qz + Rt$, 5 – $Pl + Cam + Grt + Bt + Cpx + Qz + Rt$, 6 – $Pl + Grt + Bt + Cam + Cpx + Zo + Qz + Rt$, 7 – $Pl + Cam + Grt + Cpx + Bt + Zo + Rt$.

7.4. Генезис корундсодержащих пород

Генезис корундсодержащих пород давно обсуждается в литературе, но по-прежнему остаётся дискуссионным. К настоящему времени предложены обладающие разной степенью обоснованности гипотезы и сценарии образования Crn-пород в метаморфических толщах БПП.

1. Корундсодержащие породы образовались в результате метаморфизма глинозёмистых осадков.

2. Породы с корундом – метасоматиты, сформировавшиеся в результате десиликации гнейсов чупинской толщи и амфиболитов на контакте с интрузиями габброидов.

3. Ассоциации с корундом образовались в процессе мигматизации.

4. Корундсодержащие породы – результат метаморфизма гидротермально-преобразованных пород (типа blackwall).

5. Корундсодержащие породы (а также ассоциирующие с ними клиноцоизитовые амфиболиты, плагиоклазиты и т.д.) – метасоматиты, сформировавшиеся синхронно с региональным метаморфизмом.

Полученные данные по строению тел корундсодержащих и ассоциирующих пород, составам минералов, изотопно-геохимическим характеристикам минералообразующей среды и результаты термодинамического моделирования позволяют автору сделать некоторые собственные наблюдения и выводы о генетической природе данных образований.

Исходя из полевых наблюдений, корундсодержащие породы контролируются зонами сдвиговых деформаций, связанных со свекофеннским этапом метаморфизма пород Беломорского подвижного пояса. Часто тела пород с корундом расположены на контакте интрузий основных пород (габброидов), но такое расположение может быть случайным, поскольку контакты пород с разной реологией в процессе деформаций обычно оказываются проницаемыми для флюидов. Отметим, что контакты интрузии габброидов с вмещающими породами на Хитоострове тектонические (Бабарина и др., 2017), метаморфизованное габбро превращено в будину.

Тела корундсодержащих пород характеризуются сложным внутренним строением: в них наблюдается закономерная минеральная зональность, в пределах которой происходит замещение одних минералов другими.

Эти данные в совокупности с результатами термодинамического моделирования и минералого-петрографическими данными позволяют реконструировать метасоматическую зональность корундсодержащих пород проявления Хитоостров (табл. 8), отделив реликтовые минералы от остальных.

Табл. 8. Схема минеральной зональности корундсодержащих метасоматитов по кианит-гранат-биотитовым гнейсам (проявление Хитоостров)

Зона	1	2	3а	3б	4
Парагенезис	<i>Pl + Grt + Bt + Ky</i>	<i>Pl + Grt + Bt + St</i>	<i>Pl + Grt + Bt + Crn</i>	<i>Pl + Grt + Cam + St</i>	<i>Pl + Grt + Cam + Crn</i>
Реликтовые минералы	-	<i>Ky</i>	<i>Ky, St</i>	<i>Bt, Ky</i>	<i>St, Bt</i>
Реакционные минералы	-	<i>St</i>	<i>Crn</i>	<i>Cam</i>	<i>Cam/Crn</i>
Подвижные компоненты	<i>SiO₂</i>	<i>SiO₂, Na₂O</i>	<i>SiO₂, Na₂O</i>	<i>SiO₂, Na₂O, K₂O</i>	<i>SiO₂, Na₂O, K₂O</i>

В передовых зонах появляется кианит и исчезает кварц, в промежуточных зонах появляется ставролит в парагенезисе с кальциевым амфиболом. В продолжение процесса возникают и ассоциации с корундом, а при дальнейшем развитии процесса могут сформироваться и бесплагноклазовые ассоциации меланократовых корундовых амфиболитов, известных на некоторых проявлениях, не рассматривавшихся в работе.

Характерной особенностью изучаемых пород обоих проявлений являются многоминеральные ассоциации, которые включают от трех-четырех до семи-восьми минералов (исключая рудные, акцессорные и вторичные минералы). Причем ассоциации с разным количеством минералов могут сложно сочетаться даже в пределах шлифа. Это отличает изучаемые породы от довольно однородных вмещающих метаморфических пород, где количество минералов сравнительно постоянно. Основной проблемой предлагаемой концепции метасоматического происхождения корундсодержащих пород ранее являлось то, что разделить разные зоны было проблематично: вместо привычной взгляду геологов эталонной метасоматической зональности с убыванием числа минералов от внешних зон к тыловой в колонке возникают странные минеральные ассоциации, где количество минералов не только не убывает, но даже склонно возрастать. Такое возрастание количества минералов традиционно допускалось только во внешних зонах метасоматитов, где может происходить обогащение перемещенным инертным компонентом (Глебовицкий, Бушмин, 1983).

Известно, что классическая метасоматическая зональность с убыванием числа минералов формируется в строго определенных условиях, которые не всегда реализуются в природе: порода должна быть однородной и тонкопористой, равномерно пропитываться раствором, скорость реакций замещения одних минералов другими должна быть выше

скорости раствора (Коржинский, 1982). Если все условия выполнены, а колонка изотермическая, то замещение одних минералов другими происходит мгновенно на границах метасоматических зон (Метасоматизм и метасоматические..., 1998), в результате чего в пределах конкретной зоны число фаз постоянно.

Условие однородности и тонкопористости пород, очевидно, не выполняется для кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи, которые к моменту свекофеннского метаморфизма уже были дважды метаморфизованы, мигматизированы и сложно деформированы.

В случае если процесс был очень быстрым или флюида было недостаточно, наблюдаются реакционные структуры: псевдоморфозы, каймы, симплектиты (Метасоматизм и метасоматические..., 1998), которые для корундсодержащих пород весьма характерны.

Ни одно из условий возникновения классической метасоматической зональности не выполняется, а значит, зональность будет осложняться: некоторые минералы будут сохраняться в следующих зонах (реликтовые минералы). В литературе описано множество случаев значительного усложнения зональности скарнов, грейзенов и других образований, метасоматическая природа которых не подвергается сомнению (Граменицкий, 2012, Метасоматизм и метасоматические..., 1998). Большинство метасоматитов формируется в условиях понижающихся либо повышающихся температур и давлений, что в различной степени усложняет их зональность.

Кроме того, в каждой зоне будут формироваться реакционные минералы (коими являются ставролит, натрожедрит, кальциевый амфибол, корунд). За счёт присутствия реакционных минералов число фаз в разных зонах метасоматической колонки может сохраняться постоянным (Метасоматизм и метасоматические..., 1998). А наличие реликтовых минералов и вовсе может привести к возрастанию числа фаз от фронтальной зоны к тыловой. Что, по всей видимости, и характерно для корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса: количество подвижных компонентов и реликтовых минералов возрастает, но в парагенезисе всё равно четыре минерала.

В метасоматической зональности возрастает глинозёмистость породообразующих минералов и падает содержание в них кремнезема. Эта закономерность изменения состава минералов – общая для всех проявлений корунда в Беломорском подвижном поясе (Серебряков, 2004). Кроме того, в метасоматической зональности возрастает содержание расчётного Fe^{3+} в кальциевом амфиболе.

Вследствие щелочного характера процесса в корундсодержащих породах возникают редкие и необычные минералы: натрожедрит (Серебряков, 2004), аспидолит,

барруазит. Натрожедрит встречается в некоторых гидротермальных жилах и гранулитах – в составе симплектитов (Damman, 1988, Kanazawa et al., 2009, Tsunogae et al., 2007, Moulas et al., 2013), в коронарных структурах между плагиоклазом и оливином в долеритах (Otten, 1984), а также в щелочных метасоматитах среди метапелитов (Dasgupta et al., 1999). Набиотит известен в некоторых вулканитах (Spear et al., 1981, Anthony et al., 2001).

Присутствие в корундсодержащих породах натрожедрита, аспидолита и Na-Ca-амфибола (барруазита) является свидетельством того, что десиликация кианит-гранат-биотитовых гнейсов сопровождалась повышением щёлочности, а замещение биотита кальциевым амфиболом и аспидолитом отражает повышение Na/K во флюиде. Комбинация десиликации с повышением Na/K во флюиде привела к формированию необычного парагенезиса Pl + Grt + St + Cam, где ставролит находится в равновесии с кальциевым амфиболом.

Используя равновесие плагиоклаза с корундом (или кианитом), легко понять, как соотносятся между собой по интенсивности десиликация и щелочной натровый метасоматоз:



Поскольку состав плагиоклаза в корундсодержащих породах сохраняется практически таким же, как в гнейсах, можно сделать вывод о том, что при уменьшении химического потенциала SiO₂ в шесть раз быстрее увеличивался потенциал Na₂O. При этом во внешней ставролитовой зоне повышение щелочности происходило несколько слабее по отношению к десиликации, что привело здесь к небольшому отклонению состава плагиоклаза в сторону более основного.

На основании вышеизложенного мы можем заключить, что корундсодержащие породы сформировались в ходе метасоматической переработки вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Воздействие флюида привело к десиликации пород с Na-щелочным метасоматозом на фоне уменьшения химического потенциала K₂O.

Отметим, что полученные схемы метасоматической зональности (табл. 5, 6) не обнаруживают сходства с зональностью контактово-метасоматических образований (плюмазитов и кыштымитов) (Коржинский, 1955, Колесник, 1976). А это значит, что, скорее всего, корундсодержащие породы не являются контактово-метасоматическими образованиями.

Таким образом, наиболее вероятным механизмом формирования корундсодержащих метасоматитов, по мнению автора, является метасоматоз на фоне метаморфизма, что совпадает с мнением большинства предыдущих исследователей,

изучавших эти же объекты (Глебовицкий, Бушмин, 1983, Серебряков, Русинов, 2004, Терехов, 2007, Астафьев и др., 2020, Ходоревская, Варламов, 2018).

В литературе известно немало примеров, когда в ходе метасоматических процессов, связанных с метаморфизмом, формируются схожие образования.

Породы с парагенезисом $Bt+Pl+Crn+St+Rt$, $Bt+Pl+Grt+Crn+Ilm$ образуются в результате метасоматической переработки гнейсов на контакте с телами дунитов на месторождениях рубина в Гренландии (van Hinsberg et al., 2021). Лейкосомы с корундом образуются в мигматитах комплекса Скаттора в Северной Норвегии в результате инконгруэнтного плавления плагиоклаза и повышения глинозёмистости расплава в процессе выноса Ca, Mg, Fe из пород водным флюидом, обогащенным K, Rb, Ba (Kullerud et al., 2012). Корунд и сапфирин образуются в процессе в Mg-метасоматоза скаполитизированного габбро сектора Бамбл в Южной Норвегии (Engvik, Austrheim, 2010). Амфиболиты с корундом, кианитом и сапфирином формируются в результате метасоматоза троктолитов в Центральном Французском массиве Варискан с привносом Ca и Al, а затем – Mg и Si (Berger et al., 2010).

В некоторых работах постулируется подвижное поведение алюминия во флюиде, приведшем к формированию пород с корундом (Кисин и др., 2020, Терехов, Акимов, 2013, Berger et al., 2010, Yakymchuk, Szilas, 2018), в том числе и в приложении к корундсодержащим породам Беломорского пояса (Терехов, 2007, Ходоревская, Варламов, 2018). Из экспериментальных исследований следует, что растворимость корунда существенно повышается с ростом давления (до 10 кбар и выше) и температуры (до 800°C) (Tropper, Manning, 2007). Алюминий переносится кислыми фторидными растворами, либо, наоборот, довольно щелочными флюидами с $pH \geq 8$ (Зарайский, 2007). Присутствие Si и Na во флюиде также способствует возрастанию геохимической подвижности алюминия, который образует с ними Si–Al и Na–Al комплексы (Newton, Manning, 2008). При этом традиционно полагается, что алюминий, как и титан, – инертный компонент, склонный накапливаться в породе, а не мигрировать во флюиде (Коржинский, 1955). В данном случае речь идёт о термодинамической подвижности компонентов, которая не тождественна геохимической (Кольцов, 2008), поэтому, рассуждая об алюминии как об инертном компоненте, мы не можем исключать того, что алюминий был геохимически-подвижным и привносился в процессе метасоматоза.

Плагиоклазиты проявления Хитоостров, хоть и постоянно тесно ассоциируют с корундсодержащими породами, не связаны с ними постепенными переходами: они маркируются резким исчезновением всех минералов, кроме плагиоклаза, и их границы с корундсодержащими породами резкие и чёткие. На основании геологических и

петрографических данных мы можем предполагать, что плагиоклазиты – это десилицированные в процессе метасоматоза лейкосомы, уже присутствовавшие во вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсах.

Тесно пространственно ассоциирующие с корундсодержащими породами на проявлении Хитоостров клиноцоизитовые амфиболиты отличаются от вмещающих гранатовых амфиболитов повышенным содержанием оснований и высокой глинозёмистостью, пониженным содержанием SiO_2 и щелочей, их состав не соответствует магматическому протолиту.

Клиноцоизитовые амфиболиты характеризуются необычным составом минералов по главным компонентам на фоне вмещающих гранатовых амфиболитов: биотиты и кальциевые амфиболы из клиноцоизитовых амфиболитов отличаются повышенной глинозёмистостью, а плагиоклаз в них более основной по сравнению с вмещающими породами.

В клиноцоизитовых амфиболитах широко распространены реакционные структуры – замещение крупных порфиробластов граната плагиоклаз-амфиболовыми симплектитами, замещение кальциевого амфибола клиноцоизитом.

Все эти особенности вместе с аномально изотопно-лёгким составом кислорода и водорода в минералах клиноцоизитовых амфиболитов свидетельствуют о том, что эти породы – метасоматиты, которые могли сформироваться при воздействии на вмещающие гранатовые амфиболиты флюида, сходного с тем, что привел к формированию корундсодержащих метасоматитов среди кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи.

Отвечая на вопрос, могло ли вызвать метасоматическое изменение гранатовых амфиболитов на проявлении Хитоостров воздействие того же флюида, что привел к формированию корундсодержащих метасоматитов, мы можем заключить на основании результатов термодинамического моделирования, что к формированию клиноцоизитовых амфиболитов привело воздействие несколько иного – гораздо менее щелочного флюида, который привел не к Na-щелочному метасоматозу, а к незначительному выносу Na_2O в сочетании с десиликацией.

7.5. Характеристика флюида, участвовавшего в минералообразовании

Полученные результаты термодинамического моделирования, данные по распределению REE в минералах и сведения об изотопном составе благородных газов во

флюидных микровключениях в минералах дают нам немало ценной информации о составе и свойствах метасоматизирующего флюида.

Как следует из результатов термодинамического моделирования, флюид, воздействовавший на породы, был недосыщен кремнеземом, способствовал выносу из пород K_2O , а μNa_2O мог повышаться или понижаться на разных проявлениях.

Для того чтобы понять, какие породы могли послужить источником такого флюида, на диаграммы $\mu(SiO_2) - \mu(Na_2O)$ и $\mu(SiO_2) - \mu(K_2O)$ (рис. 101–102) были нанесены точки составов разных пород, взятых из литературных данных (табл. 9).

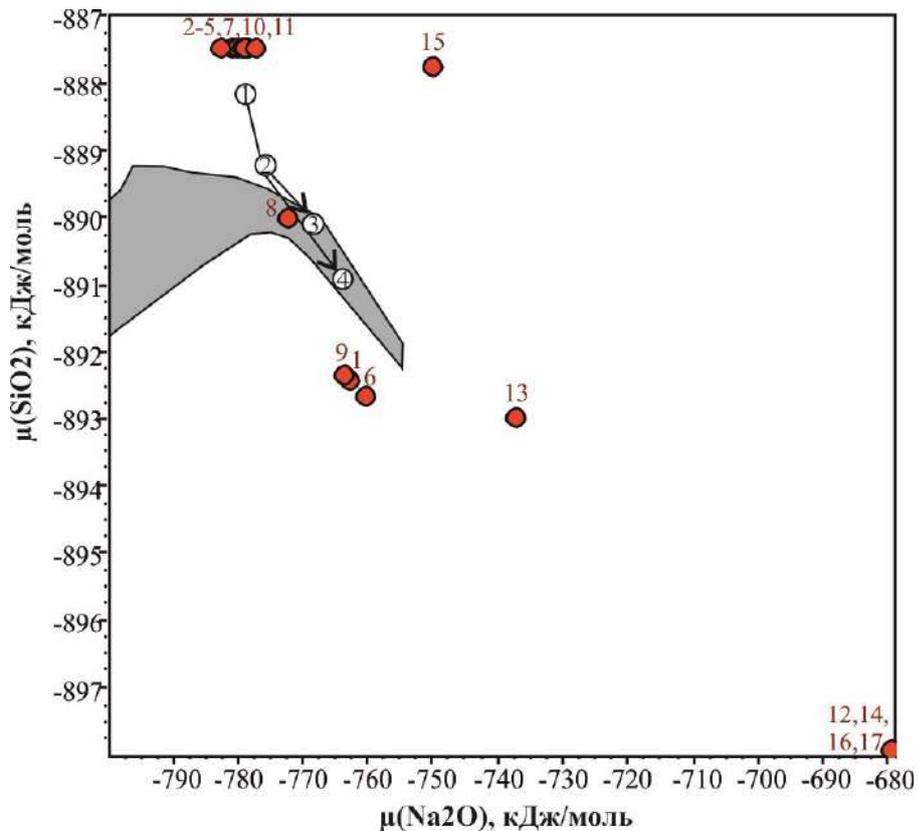


Рис. 101. Диаграмма $\mu(SiO_2) - \mu(Na_2O)$ с нанесенными точками состава пород – возможных источников метасоматизирующего флюида. Серым цветом показано поле корундсодержащих пород. Красными кружками показаны составы пород-источников. Соответствующие номера составов см. в табл. 9.

Исходя из положения точек на рассмотренных диаграммах, наиболее вероятным источником флюида представляются метаморфизованные ультраосновные породы, которые достаточно широко распространены в Беломорском подвижном поясе (Слабунов и др., 2019). По всей видимости, во время свекофеннского метаморфизма от этих пород

отделялся флюид, существенно обедненный кремнеземом и не слишком богатый щелочами.

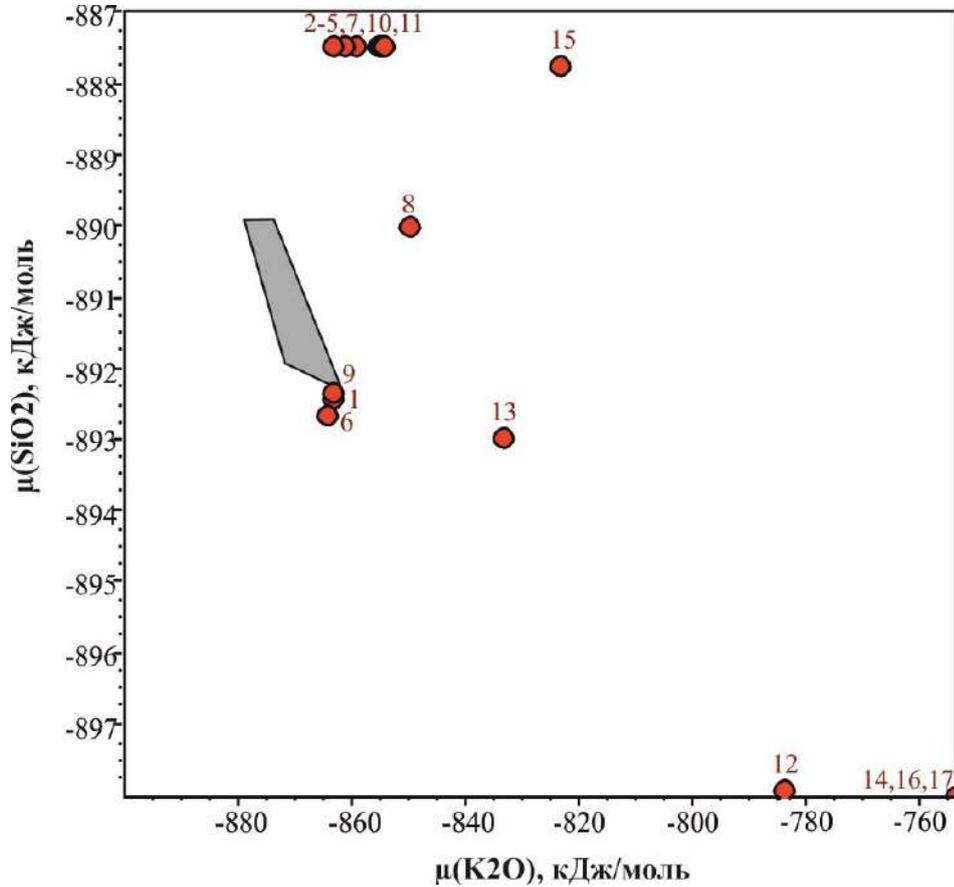


Рис. 102. Диаграмма $\mu(\text{SiO}_2) - \mu(\text{K}_2\text{O})$ с нанесенными точками состава пород – возможных источников метасоматизирующего флюида. Серым цветом показано поле корундсодержащих пород. Красными кружками показаны составы пород-источников. Соответствующие номера составов см. в табл. 9.

Табл. 9. Координаты точек состава пород – возможных источников метасоматизирующего флюида к рис. 124, 125.

Номер точки	Тип пород	$\mu(\text{SiO}_2)$, кДж/моль	$\mu(\text{Na}_2\text{O})$, кДж/моль	$\mu(\text{K}_2\text{O})$, кДж/моль
1	метаперидотиты (Слабунов и др., 2019)	-892.401	-763.084	-863.481
2	"зеленые" амфиболиты (Слабунов и др., 2019)	-887.473	-781.227	-859.121
3	"бурые" амфиболиты (Слабунов и др., 2019)	-887.481	-780.479	-855.59

4	амфиболиты (Щербакова, Терехов, 2008)	-887.481	-778.622	-854.67
5	габброиды (Степанова и др, 2017)	-887.481	-779.563	-861.436
6	ультрабазиты (Степанова и др, 2017)	-892.673	-760.332	-864.551
7	метабазальты (Мыскова, 2001)	-887.481	-778.955	-854.902
8	метаанортозиты (Володичев, 1990)	-890.007	-772.535	-849.628
9	ультрабазиты (Володичев, 1990)	-892.341	-763.656	-863.251
10	Ку-эклогиты, Гридино (Володичев, 1990)	-887.481	-782.893	-863.251
11	эклогиты, Гридино (Володичев, 1990)	-887.48	-777.352	-854.02
12	ультраосновные фойдолиты (Дубровский, 2018)	-897.933	-679.501	-783.779
13	щелочные габброиды (Дубровский, 2018)	-892.977	-737.418	-833.079
14	основные фойдолиты (Дубровский, 2018)	-898.388	-679.913	-754.393
15	щелочные сиениты (Дубровский, 2018)	-887.773	-750.024	-823.154
16	основные фельдшпатоидные сиениты (Дубровский, 2018)	-898.388	-679.913	-754.393
17	фельдшпатоидные сиениты средней группы (Дубровский, 2018)	-898.388	-679.913	-754.393

Из сравнения спектров распределения редкоземельных элементов в минералах корундсодержащих пород, клиноцоизитовых амфиболитов и вмещающих пород (кианит-гранат-биотитовых чупинской толщи и гранатовых амфиболитов по габбро) видно, что все главные породообразующие минералы метасоматитов, по сравнению с минералами вмещающих пород, в разной степени обогащены LREE. Отметим также, что обогащение LREE фиксируется и во внешних оболочках зёрен циркона из корундсодержащих пород (Крылов и др., 2012). Поэтому сложно связать такое обогащение минералов LREE с геохимическими особенностями осадочного протолита.

Нельзя связать этот эффект и с разницей РТ-параметров формирования корундсодержащих пород и апогаббровых амфиболитов, хотя они довольно сильно различаются: изменение температур и давлений приводит лишь к локальному перераспределению элементов между минералами.

По всей видимости, LREE, по крайней мере, частично, привносились флюидом во время метасоматоза и концентрировались в процессе перекристаллизации во всех минералах. Но главным минералом-концентратором LREE выступал кальциевый амфибол – в нем обогащение LREE носит наиболее ярко выраженный характер.

Известно, что при высокотемпературном метаморфизме редкоземельные элементы условно инертны, но приобретают подвижность при инфильтрационном метасоматозе, когда отношения флюид/порода достигают 102–103 (Bau, 1991), что подтверждается данными экспериментов (Louvel et al., 2015). Более того, в определенных условиях при метасоматозе приобретают подвижность даже и высокозарядные элементы (Jiang et al., 2005). Поэтому наблюдаемое обогащение минералов корундсодержащих пород LREE является свидетельством участия в минералообразовании значительных количеств флюида – достаточных, чтобы LREE стали мобильными.

В настоящее время известно много разных вариантов поведения редкоземельных элементов при метасоматозе: REE могут оставаться инертными или приобретать мобильность; при этом мобильными могут становиться легкие REE, средние REE и/или тяжелые REE; может происходить привнос, вынос либо местное перераспределение REE (Ague, 2017 и ссылки там). Так, переработка флюидом пород комплекса Даби-Сулу (UHP-эклогитов и гранитогнейсов), известных своим аномально изотопно-лёгким кислородом ($\delta^{18}\text{O}$ до -12‰), привела к привносу не только LREE, но и HREE (Huang, Xiao, 2015 и ссылки там).

На поведение тех или иных редкоземельных элементов во флюиде влияет состав флюида и щёлочность среды. Транспорт REE может осуществляться за счет образования хлоридных, фторидных и гидроксидных комплексов при кислых, нейтральных и щелочных условиях pH соответственно (Haas et al., 1995). При этом в гидротермальных растворах главными лигандами, транспортирующими REE, являются хлорид и сульфат, а фторидные комплексы способствуют осаждению перемещённых флюидом REE (Migdisov et al., 2016).

Фракционирование REE во флюиде – сложный и малоизученный процесс. Во-первых, фракционирование REE может осуществляться за счёт различия коэффициентов распределения REE между флюидом и минералами, которое, в свою очередь, обусловлено кристаллохимическими особенностями минералов. Кроме того, фракционирование REE

может происходить из-за различий в стабильности LREE и HREE как водного хлоридного комплекса (Migdisov et al., 2016). Поэтому ответить на вопрос, какая именно особенность флюида, участвовавшего в минералообразовании, привела к обогащению минералов корундсодержащих пород LREE, пока не представляется возможным.

К формированию корундсодержащих пород, очевидно, привёл не тот же самый флюид, что вызвал амфиболизацию габброидов, т.к. в апогаббровых гранатовых амфиболитов обогащение минералов LREE не фиксируется. Оценки P-T параметров подтверждают этот вывод: корундсодержащие породы сформировались при несколько более низких температурах и при значительно более низких давлениях, нежели апогаббровые амфиболиты – вероятно, несколько позже них, на спаде метаморфизма. То, что корундсодержащие породы сформировались при более низких давлениях, в частности, обуславливается их приуроченностью к проницаемой для флюидов зоне сдвиговых деформаций.

Фиксируемая в краевых частях будин мигматизированных апогаббровых амфиболитов аномалия изотопного состава кислорода, по всей видимости, является результатом слабого воздействия на породы метасоматизирующего флюида, приведшего к формированию корундсодержащих пород уже после амфиболизации.

В пределах Беломорского подвижного пояса обогащение LREE устанавливается также в эклогитах по амфиболитам, эклогитоподобных породах и плагиомигматитах, где оно связывается воздействием на амфиболито-гнейсовый комплекс щелочного флюида во время свекофеннской тектоно-метаморфической активизации (Козловский и Бычкова, 2016). По всей видимости, участие в минералообразовании метаморфогенных флюидов, обусловивших мобильность редкоземельных элементов и приведших к формированию разнообразных метасоматитов, в т.ч. корундсодержащих, является специфической чертой свекофеннского этапа метаморфизма пород Беломорского подвижного пояса.

В случае корундсодержащих пород проявления Хитоостров воздействие субщелочного углекислотно-водного флюида, содержащего хлориды Na и Ca, на кианит-гранат-биотитовые гнейсы привело к мобилизации (привносу) LREE (Акимова, Скублов, 2021, Акимова, 2022). Вероятно, в случае клиноцоизитовых амфиболитов мобилизации и перераспределению LREE тоже способствовало формирование хлоридных комплексов.

Отдельного внимания заслуживает проблема источника флюида, приведшего к формированию корундсодержащих и ассоциирующих пород, в частности, в связи с выявлением в них изотопно-кислородной аномалии.

Данные по поведению изотопов благородных газов в минералообразующем флюиде, а по распределению REE и Sr-Nd изотопной систематике апатита в

корундсодержащих породах проявления Хитоостров свидетельствуют о том, что метасоматизирующий флюид отделился от глубинного источника, внешнего по отношению к породам. При этом связь полученных данных с данными по изотопному составу кислорода в породах пока представляется неочевидной.

Ответить на вопрос, сформировались ли породы с необычным изотопным составом кислорода и водорода при участии поверхностного флюида, обогащенного лёгкими изотопами кислорода и водорода, или же в эндогенных условиях под влиянием термодиффузии, кинетических эффектов или по какому-то иному механизму, позволят дальнейшие исследования и эксперименты.

Выводы к главе 7

1. Корундсодержащие метасоматиты проявления Хитоостров сформировались путем десиликации кианит-гранат-биотитовых гнейсов во время свекофеннского этапа регионального метаморфизма ($\lg a(\text{SiO}_2)$ снижается от -0.06 до -0.2), протекавшей при повышенной активности Na (A_{Na} возрастает от 4.38 до 4.88) и пониженной активности K (A_{K} снижается от 3.35 до 3.11), $\Delta p\text{H} = 0.51$ (субщелочной метасоматоз).
2. Тенденция к сохранению и даже к увеличению числа минералов в зональности корундсодержащих метасоматитов объясняется неравновесностью минеральных ассоциаций. Это, во-первых, сохранение реликтовых минералов, а во вторых, появление новых, реакционных минералов. Возникновение реакционных минералов во всех зонах приводит к постоянству числа минералов, а одновременное сохранение реликтовых минералов – к увеличению числа минералов.
3. Мобильность LREE обеспечивалась специфическим составом флюида, участвовавшего в минералообразовании. Возможный источник флюида, приведшего к формированию метасоматитов, - ультраосновные породы.

Заключение

Суммируя геологические, петрографические, петрологические, геохимические и изотопно-геохимические данные, можно сделать следующие выводы:

1. Корундсодержащие породы проявления Хитоостров являются составной частью сложного зонального тела, приуроченного к кианит-гранат-биотитовым гнейсам чупинской толщи. На северо-западном фланге этого тела распространены породы с парагенезисами $Pl + Grt + Bt + Ky$, $Pl + Grt + Bt + Crn$ (зоны 1, 3а) на юго-восточном фланге – породы с парагенезисами $Pl + Grt + Bt + St$, $Pl + Grt + St + Cam$ (зоны 2, 3б); в центральной части тела – породы с парагенезисом $Pl + Grt + Cam + Crn$ (зона 4).

2. Зональность тела корундсодержащих пород обусловлена закономерной сменой парагенезисов: вначале в кианит-гранат-биотитовых гнейсах исчезает кварц и укрупняются кристаллы кианита; затем появляется ставролит, развивающийся в виде плагиоклаз-ставролитовых симплектитов вокруг кианита, далее появляется корунд, вначале – в виде корунд-плагиоклазовых симплектитов, а потом уже и в виде крупных порфиробластов; биотит замещается кальциевым амфиболом, а ставролит – натрожедрит-корунд-плагиоклазовыми симплектитами.

3. В корундсодержащих породах проявления Хитоостров в ассоциации с корундом выявлены гранат пироп-альмандинового ряда, плагиоклаз №26-39, флогопит и аспидолит, Са-амфиболы ряда чермакит-саданагаит, Na-Са-амфибол (барруазит) и Mg-Fe ромбический амфибол – натрожедрит, магнезиальный ставролит, парагонит, мусковит, ильменит, рутил.

4. В ассоциации с корундсодержащими породами присутствуют плагиоклазиты и клиноцоизитовые амфиболиты. Последние также связаны с вмещающими породами (гранатовыми амфиболитами) постепенным переходом: в гранатовых амфиболитах исчезает кварц, затем формируются амфибол – плагиоклазовые симплектиты по гранату, клиноцоизит – плагиоклазовые симплектиты, далее происходит замещение кальциевого амфибола клиноцоизитом. В клиноцоизитовых амфиболитах присутствует железистый флогопит, содержащий больше Al, чем железистый флогопит из вмещающих гранатовых амфиболитов; кальциевый амфибол ряда чермакит-паргасит-саданагаит; гранат, клиноцоизит, эпидот, титанит, появляются основной плагиоклаз, отсутствующий во вмещающих породах, и маргарит.

5. Минералы корундсодержащих пород (гранат, кальциевый амфибол, апатит) и ассоциирующих с ними клиноцоизитовых амфиболитов в той или иной степени

обогащены LREE на фоне вмещающих пород – гранатовых амфиболитов по габбро, а также кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Скублов, 2005). Отметим, что и суммарно в корундсодержащих породах и клиноцоизитовых амфиболитах фиксируется более высокое содержание LREE, чем в кианит-гранат-биотитовых гнейсах чупинской толщи (Мыскова и др., 2000; Терехов, 2007) и в гранатовых амфиболитах соответственно. В ассоциирующих с корундсодержащими клиноцоизитовых метасоматитах установлен эффект наследования распределения REE при замещении граната Са-амфиболом и клиноцоизитом. Мобильность LREE обеспечивалась специфическим составом флюида, участвовавшего в минералообразовании.

6. Данные по изучению флюидных включений свидетельствуют о том, что корундсодержащие породы сформировались при участии углекислотно-водного флюида. При этом минералах корундсодержащих и вмещающих пород обнаружены сходные по солевому составу водно-солевые включения, содержащие NaCl и CaCl₂. По-видимому, такие включения характерны и для других пород Беломорского подвижного пояса – для решения этого вопроса нужны дополнительные исследования. Сходство солевого состава флюидных включений в корундсодержащих и вмещающих породах свидетельствует о том, что эти породы формировались в едином процессе (свекофеннский этап регионального метаморфизма). Тот факт, что флюидные включения в минералах корундсодержащих пород характеризуются несколько более высокой общей солёностью, свидетельствует о том, что в равновесии с минералами корундсодержащих метасоматитов мог находиться флюид (раствор хлоридов Са и Na), отличный по составу от порового флюида вмещающих гнейсов чупинской толщи и гранатовых амфиболитов – характеризующийся более высокой концентрацией солей, в частности, CaCl₂.

7. Данные по изотопному составу благородных газов и Sr-Nd изотопной систематике апатита в корундсодержащих породах проявления Хитоостров позволяют сделать вывод о глубинном источнике флюида, приведшего к формированию корундсодержащих пород. В пользу этого свидетельствуют повышенные содержания ³He в выделенной в результате дробления компоненте флюидных включений корундсодержащих пород, а также пониженные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, близкие к нижнекоровым значения εNd, а также повышенные содержания Sr, REE в апатите из корундсодержащих пород.

8. Корундсодержащие породы проявления Хитоостров – это метасоматиты, которые сформировались путем десиликации кианит-гранат-биотитовых гнейсов во время свекофеннского этапа регионального метаморфизма (Iga(SiO₂) снижается от -0.06 до -0.2), протекавшей при повышенной активности Na (A_{Na} возрастает от 4.38 до 4.88) и пониженной активности К (A_K снижается от 3.35 до 3.11), ΔрН = 0.51 (субщелочной

метасоматоз). Тенденция к сохранению и даже к увеличению числа минералов в зональности корундсодержащих метасоматитов объясняется неравновесностью минеральных ассоциаций. Это, во-первых, сохранение реликтовых минералов, а во вторых, появление новых, реакционных минералов. Возникновение реакционных минералов во всех зонах приводит к постоянству числа минералов, а одновременное сохранение реликтовых минералов – к увеличению числа минералов.

Список литературы

1. Акимова Е.Ю., Козлов Е.Н., Лохов К.И. Происхождение корундовых пород Беломорского подвижного пояса по данным геохимии изотопов благородных газов // Геохимия. 2017. №11. С. 1015–1026.
2. Акимова Е.Ю., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Редкие и необычные минералы корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // Труды Кольского научного центра РАН. 2019. № 6 (10). С. 9–15.
3. Акимова Е.Ю., Скублов С.Г. Распределение редкоземельных элементов в породообразующих минералах корундсодержащих пород проявления Хитоостров (Северная Карелия) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 4. С. 686–705.
4. Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б. Термодинамическое моделирование процесса формирования корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса (Фенноскандинавский щит) // Петрология. 2022. Т. 30. № 1. С. 69–90.
5. Акимова Е.Ю., Скублов С.Г. Редкоземельные элементы в минералах клиноцоизитовых амфиболитов проявления корундсодержащих пород Хитоостров (Северная Карелия) // Записки РМО. 2023. Ч. СЛП. № 3. С. 1–24.
6. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. (2020). Климовский метасоматический комплекс Беломорского подвижного пояса: состав, возраст, геологическая позиция. Геотектоника. №1. С. 23–40.
7. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизийном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.
8. Бакшеев И.А., Устинов В.И., Долгова О.С., Балицкий В.С., Екименкова И.А. Изотопный состав кислорода – показатель генезиса корунда // Вестник отделения наук о Земле РАН. 1(24). 2006.
9. Балаганский В. В., Богданова М. Н., Козлова Н. Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты, 1986. 100 с.
10. Бибилова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В., Другова Г.М., Лобач-Жученко С.Б. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. №10. С. 1393–1411.
11. Бибилова Е.В., Борисова Е. Ю., Другова Г. М., Макаров В. А. Метаморфическая история и возраст глиноземистых гнейсов Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 1997. №9. С. 883–893.

12. Бибикова Е.В., Клаессон С., Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ручьев А.М. Изотопное датирование Беломорского пояса Балтийского щита // *Геохимия*. 2001. №10. С. 1023–1026.
13. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb циркононой геохронологии (ионный микрозонд Nordsim) // *Петрология*. 2004. Т. 12. №3. С. 227–244.
14. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // *Геология и геофизика*. 1977. № 8. С. 16–27.
15. Будницкий С.Ю. Новая калий-аргоновая геохронология редких и уникальных геологических и археологических объектов. Автореферат дис...канд. геол-мин. наук, Владивосток. 2013. 22 с.
16. Буйкин, А.И., Камалеева А.И., Сорохтина Н.В. К вопросу об эффективности разделения захваченных и образованных *in situ* компонентов благородных газов при дроблении образцов в вакууме // *Геохимия*. 2018. № 6. С. 586–593.
17. Буканов В.В., Липовский Ю.О. Новые находки благородного корунда в восточной части Балтийского щита // *Самоцветы*. Л.: 1980. С. 110–115.
18. Булах А. Г., Золотарёв А. А., Кривовичев В. Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета. 2014. 133 с.
19. Бурцева М.В., Рипп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 3. С. 516–527.
20. Бушева Н.Л. Генетические особенности месторождения корунда в Северной Карелии // *Известия вузов. Геология и разведка*. Москва. 1983. С. 90.
21. Бушмин С.А. Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // *Зап. Всеросс. минерал. общества*. 1987. Вып. 5. С. 585–601.
22. Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Степанов А.Е., Шокальский С.П., Азанов А.Н, Хиллер В.В., Ширяев П.Б. Плагноклазиты из хромитонесных ультрамафитов массива Рай-Из // *Литосфера*. 2016. № 5. С. 134–145.
23. Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А. (1991) Элементное и изотопное фракционирование благородных газов в природе. М.: Наука, 293 с.
24. Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Икорский С.В. Изотопы гелия и аргона в ксенолитах нижней коры Беломорского подвижного пояса // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 3. С. 324–336.
25. Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере Беломорского комплекса). Л.: Наука, 1975. 170 с.

26. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 246 с.
27. Володичев О.И., Король Н.Е., Кузенко Т.И., Сибелев О.С. Метаморфизм раннедокембрийских комплексов восточной части Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней. Институт геологии КарНЦ РАН. 2011. С. 49–54.
28. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Яковенко В.В., Карабцов А.А. Аномально легкий изотопный состав кислорода минералов корундоносных образований северной Карелии // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 423. №1. С. 85–88.
29. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И., Будницкий С.Ю., Веливецкая Т.А. Новые данные по стабильным изотопам минералов корундоносных образований северной Карелии (Россия) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439. №1. С. 95–98.
30. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И., Нечаев В.П., Веливецкая Т.А., Яковенко В.В. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий их формирования // Геохимия. 2014. №9. С. 843–853.
31. Высоцкий С.В., Яковенко В.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Нечаев В.П. Изотопный состав кислорода как индикатор генезиса рубинов и сапфиров // Вестник ДВО РАН. №4. 2014. С. 25–31.
32. Геология и пегматитоносность беломорид / под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1985. 251 с.
33. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.
34. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. №1. С. 63–75.
35. Глебовицкий В.А., Седова И.С. Специфика позднепалеопротерозойского ультраметаморфизма в Беломорском аллохтоне // Доклады Академии наук. 2005. Т. 401. №1. С. 1–5.
36. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г. Изотопная периодизация магматических и метаморфических событий на рубеже архея и палеопротерозоя в Беломорском поясе, Фенноскандинавский щит // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 4. С. 435–439.
37. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.

38. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В. и др. Изотопный состав Pb, Sr, O и C в метакarbonатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хемотратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 1–20.
39. Граменицкий Е.Н. Петрология метасоматических пород: Учебное пособие. М.: ИНФРА-М, 2012. 221 с.
40. Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 295 с.
41. Гродницкий Л.Л., Сибелев О.С. Позднесвекофеннский этап регионального метаморфизма, матасоматоза, пегматито- и рудообразования на территории Карелии и юго-западной части Кольского полуострова // Записки Российского минералогического общества. 1995. Ч. 124. Вып. 3. С. 26–32.
42. Громов А.В. Розовый корунд из Хитостровского проявления в Северной Карелии // Мир камня. 1993. №2. С. 13 (World of Stones, 1993. №2. P. 24).
43. Докукина К.А., Конилов А.Н., Ван К.В., Минц М.В. Дюмортьерит- и корунд-содержащие кварц-полевошпат-слюдяные пегматоидные породы Беломорской эклогитовой провинции: пример плавления фенгит+кварц // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477. №3. С. 377–341.
44. Другова Г.М. Особенности раннедокембрийского метаморфизма в Беломорском складчатом поясе (Балтийский щит) // Записки Российского минералогического общества, 1996. №2. С.24–37.
45. Другова Г.М. Главные этапы эволюции Чупинской толщи Беломорского складчатого пояса // Записки Российского минералогического общества, 1999. №3. С. 49–57.
46. Дубинина Е.О., Перчук А.Л., Корепанова О.С. Изотопно-кислородные эффекты при дегидратации глаукофанового сланца: экспериментальные данные при P-T параметрах зоны субдукции // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. №5. С. 1–5.
47. Дубровский, М. И. Систематика и петрогенезис магматических недосыщенных SiO_2 и Al_2O_3 («щелочных») горных пород. Геологический ин-т Кольского науч. центра РАН. Апатиты: КНЦ РАН, 2016. 456 с.
48. Дюфур М. С., Кольцов А. Б., Золотарев А. А., Кузнецов А. Б. Корундсодержащие метасоматиты Центрального Памира // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 1–18.
49. Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 136 с.

50. Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Изотопный состав кислорода и водорода в метаморфизованных высокоглиноземистых породах юго-западного Забайкалья // Доклады Академии наук. 2014. Т. 459. №3. С. 352–356.
51. Киевленко Е.Я., Чупров В.И., Драмшева Е.Е. Декоративные коллекционные минералы. М.: Недра, 1987. 223 с. (С. 179–180).
52. Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Томилина А.В., Смирнов В.Н., Притчин М.Е. Рубиновая минерализация в Мурзинско-Адуйском метаморфическом комплексе (Средний Урал) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 4. С. 369–388.
53. Козловский В.М., Бычкова Я.В. Геохимическая эволюция амфиболитов и гнейсов Беломорского подвижного пояса в процессе палеопротерозойского метаморфизма // Геохимия. 2016. № 6. С. 543–557.
54. Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И., Зайцева М.Н., Курдюков Е.Б., Травин А.В. Терентьева Л.Б., Саватенков В.М. Геологическое строение, возраст и Р-Т-условия формирования зон пологого расланцевания Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2016. № 6. С. 52–74.
55. Козловский В.М., Травин В.В., Травин А.В., Саватенков В.М. Первые данные о возрасте и РТ-условиях формирования зон пологого разгнейсования Беломорского подвижного пояса // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480. №2. С. 204–209.
56. Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М. и др. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184–209.
57. Колесник Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, 1976. 239 с.
58. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС. 2006. 332 с.
59. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. №3. С. 46–68.
60. Кольцов А. Б. Массоперенос и замещение минералов при инфильтрационном метасоматозе // Геохимия. 2008. № 8. С. 836–849.
61. Кольцов А.Б. Влияние источников и путей эволюции растворов на состав метасоматитов // Геохимия. 2015. № 2. С. 144–161.
62. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях» М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335–457.

63. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
64. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
65. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
66. Корпечков Д.И. Климовское корундовое проявление, Северная Карелия: некоторые петрографические особенности // Материалы XX Рос. конф. молодых ученых, посвящ. памяти чл.-кор. АН СССР К.О. Кратца. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2009. С. 94–97.
67. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Червяковская М.В., Гуляева Т.Я., Константинова Г.В. Источник рудоносных флюидов и Sm-Nd возраст сидеритов крупнейшего Бакальского месторождения, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 4. С. 336–353.
68. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. Изотопный состав кислорода и природа флюида при образовании высокоглиноземистых корундсодержащих пород Дядиной горы (Северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 412. № 5. С. 679–681.
69. Крылов Д.П. Аномальные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в корундсодержащих породах Хитоострова (Северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2008. т. 419. №4. С. 533–536.
70. Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия. // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 80–88.
71. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г., Толмачева Е.В. Редкоземельные и редкие элементы в разновозрастных цирконах из корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия). // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443. № 3. С. 352–357.
72. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. Локальное распределение изотопов кислорода и обмен флюидом при формировании корундсодержащих пород Хитоострова // Доклады Академии наук. 2017. Т. 473. № 5. С. 593–595.
73. Куликов В.С., Куликова В.В. К геологии Кийостровского архипелага Белого моря // Опер-информ. материалы за 1989 г. Петрозаводск, 1990. С. 3–6.
74. Лебедев В.К., Калмыкова Н.А., Нагайцев Ю.В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы Беломорского комплекса // Советская геология. 1974. № 9. С. 78–89.
75. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: ГЕО, 2005. 324 с.

76. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Степанов В.С., Слабунов А. И., Арестова Н.А. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизийная зона Балтийского щита // Доклады Академии наук. 1998. Т. 358. №2. С. 226–229.

77. Лохов К.И., Левский Л.К. Углерод и изотопы тяжелых благородных газов в метаморфических флюидах // Геохимия. 1995. №6. С. 829–842.

78. Лохов К.И., Прасолов Э.М., Акимова Е.Ю., Лохов Д.К., Бушмин С.А. Изотопно и элементно фракционированные He, Ne и Ar во флюидных включениях минералов метаморфических пород Северной Карелии с аномальным изотопно легким кислородом: фракционирование изотопов в эндогенном флюиде по механизму термодиффузии с каскадированием // Вестник СПбГУ, серия 7: Геология и География. 2016. №1. С. 29–47.

79. Лубнина Н.В., Захаров В.С., Новикова М.А., Воронцова В.П. Палеопротерозойское перемагничивание в Беломорском подвижном поясе (Карелия): петропалеомагнитные свидетельства и суперкомпьютерное моделирование // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. №2. С. 10–21.

80. Лубнина Н.В., Слабунов А.И., Степанова А.В., Бубнов А.Ю., Косевич Н.И., Новикова М.А., Тарасов Н.А. Тренд перемагничивания пород Беломорского подвижного пояса в палеопротерозое: палеомагнитные и геологические свидетельства // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2016. №4. С. 3–14.

81. Лутковская Т.А. К вопросу образования кианита на месторождении Лягкомина // Труды Института геологии Карельского филиала Академии наук СССР, выпуск 7, 1971 «Минералогия и геохимия докембрия Карелии». С. 68–78.

82. Метасоматизм и метасоматические породы / под общ. ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

83. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. (Глебовицкий В.А., Зингер Т.Ф., Козаков И.К. и др) / под ред. Митрофанова Ф.П. Л.: Наука, 1985. 310 с.

84. Миллер Ю.В., Львов А.Б., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№28). С. 63–71.

85. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.

86. Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. № 3(21). С. 28–40.

87. Миллер Ю.В., Глебовицкий В. Л., Мыскова Т. А., Львов А. Б. Новые данные о структурной позиции и геотектонической значимости Чупинского покрова Беломорского подвижного пояса // Доклады Академии наук. 1999. Т. 366. №3. С. 379–383.

88. Миллер Ю.В. Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 5–14.

89. Моисеева О.А. Особенности генезиса корундов Северной Карелии // Минералогические музеи. Материалы IV Международного Симпозиума. Санкт-Петербург, 2002. С. 110–112.

90. Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., 1975. 139 с.

91. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литол. и полез. ископ. 2000. № 6. С. 653–664.

92. Мыскова Т.А. Глиноземистые гнейсы Беломорья: химический состав, происхождение, условия формирования // Автореферат дисс. к.г.-м.н. Санкт-Петербург, 2001. 24 с.

93. Мыскова Т.А. Условия позднеархейского метаморфизма глиноземистых гнейсов чупинского комплекса Беломорья // Записки Российского минералогического общества, 2002. Ч. 131. Вып. 4. С. 12–22.

94. Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Львов А.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. №6. С. 3–19.

95. Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 160 с.

96. Наседкина В.Х. Месторождения корундовых и шпинелевых пород юго-западного склона Батеневского кряжа. М.: Наука, 1977. 107 с.

97. Пинаева Н.И. Редкие парагенезисы в породах колчеданной формации Северной Карелии // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 117–123.

98. Прасолов Э.М., Лохов К.И., Крупеник В.А. (2011) Изотопный состав гелия и аргона в галите. В кн. «Палеопротерозойская Онежская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия)» (Под ред. Л.В.Глушанина, Н.В.Шарова, В.В.Щипцова). Петрозаводск, изд. Карельского научного центра РАН. 2011. С. 248–250.

99. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
100. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2 томах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 557 с.
101. Ручьев А.М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1998. Вып. 1. С. 73–81.
102. Ручьев А.М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2000. Вып. 2. С. 12–25.
103. Ручьев А.М. Парагнейсы чупинского пояса в районе п. Тэдино (Слюдоваракка) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Путеводитель геологической экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 25–31.
104. Ручьев А.М. Образование кианитовых гнейсов в тектонофизическом аспекте (Беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2010. С. 13–27.
105. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Степанов В.С., Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Протерозойский рифтогенез и его роль в формировании Беломорской подвижной зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2000. Вып. 2. С. 4–11.
106. Седова И. С., Глебовицкий В. А. Особенности позднеархейской гранитизации и мигматитообразования в Беломорском поясе // Записки Российского минералогического общества. 2005. Ч. 134 Вып. 3. С. 1–24.
107. Серебряков Н.С., Гладышева А.П., Аристов Вс.В. Гранный микрорельеф кристаллов корунда (Хитостровское корундовое проявление, Карелия) // Изв. вузов: Геология и разведка. М.: 2001. № 2. С. 30–35.
108. Серебряков Н.С., Аристов Вс.В. Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи беломорского комплекса Северной Карелии // Известия вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 36–42.
109. Серебряков Н.С., Русинов В.Л. Высокотемпературный высокобарный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 4. С. 529–533.
110. Серебряков Н.С. Петрология корундосодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Дисс. канд. геол-мин. наук. М., 2004. 161 с.

111. Серебряков Н.С. Генезис высокоглиноземистого сапфирина из корундсодержащих метасоматитов в метабазитах чупинской толщи Беломорского подвижного пояса // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России. Материалы XVII молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 109–111.

112. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Пресняков С.Л. Первое локальное Th-U-Pb датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 413. №3. С. 388–392.

113. Серебряков Н.С. Корундсодержащие породы проявления Перуселька, Мурманская область // Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всероссийской научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2007 г. С. 127–129.

114. Серебряков Н.С., Корпечков Д.И. Эволюция кислотности-щелочности при формировании корундсодержащих метасоматитов в метабазитах Чупинской толщи Беломорского подвижного пояса // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. Материалы конф. посвящ. 110-летию Д.С. Коржинского. Москва, ИГЕМ РАН 2009. С. 360–363.

115. Сибелев О.С. Позднесвекофеннский (PR1) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского полуострова и Северная Карелия) // Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 21 с.

116. Скублов, С.Г. (2005). Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. Санкт-Петербург: Наука. 147 с.

117. Скублов С.Г., Левский Л.К., Марин Ю.Б. Гембицкая И.М., Азимов П.Я., Ларионов А.Н. Возраст, геохимия минералов и условия образования Шуерецкого месторождения гранатов (беломорский пояс). // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 5. С. 661–667.

118. Скублов С.Г., Азимов П.Я., Ли С.Х., Глебовицкий В.А., Мельник А.Е. Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U-Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. 2017. № 1. С. 3–16.

119. Скублов, С.Г., Бушмин, С.А., Кузнецов, А.Б. и др. (2020). Изотопный состав кислорода в цирконе из корундсодержащих метасоматитов рудопоявления Дядина гора, Беломорский подвижный пояс. Доклады Академии наук. Т. 491. №2. С. 71–76.

120. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, издательство КарНЦ РАН. 2008. 296 с.

121. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., Жанг Л., Кевлич В.И. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–74.

122. Слабунов А.И., Щипанский А.А., Степанов В.С., Бабарина И.И. Реликт мезоархейской океанической литосферы в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2019. № 2. С. 46—71.

123. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. М.; Л., 1981. 215 с.

124. Степанова А.В., Ларионов А.Н, Бибикина Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390. № 4. С. 528–532.

125. Степанова А.В., Степанов В.С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.8. Петрозаводск, 2005. С. 29–39.

126. Степанова А.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Достижения и проблемы в изучении основного магматизма Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней. Институт геологии КарНЦ РАН. 2011. С. 79–90.

127. Степанова А. В., Степанов В. С., Ларионов А. Н., Азимов П. Я., Егорова С. В., Ларионова Ю. О. Габбро-анортозиты 2,5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 581–608.

128. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Известия вузов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 3–13.

129. Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411–428.

130. Терехов Е.Н., Акимов А.П. Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии // Литосфера. 2013. № 5. С. 122–140.

131. Устинов В.И., Бакшеев И.А. Серебряков Н.С. Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундсодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // Геохимия. 2008. № 11. С. 1245–1248.

132. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1990. 144 с.
133. Федькин В.В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.
134. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
135. Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. Высокотемпературный метасоматоз в Кийостровском базит-ультрабазитовом расслоенном массиве Беломорского пояса // Геохимия. 2018. № 6. С. 541–558.
136. Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Благороднометалльные метасоматиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны (Северная Карелия) // Регион. геол. и металлогения. 2009. № 37. С. 106–120.
137. Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго - запада Кольского полуострова (Геология и пегматитоносность). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
138. Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н. Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. 2004. № 6. С. 611–631.
139. Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н. Амфиболиты и основные метасоматиты Беломорского пояса: черты сходства и различия // Геохимия. 2008. № 3. С. 302–322.
140. Южанова В.В. Ставролит из глиноземистых гнейсов чупинской свиты архея // Труды Ин-та геологии Карельского ф-ла АН СССР. 1975. № 27. С. 143–145.
141. Яковенко В.В. Изотопно-геологическая систематика корундов и их генезис. Автореферат дис....канд. геол-мин. наук, Владивосток, 2013. 22 с.
142. Ague J.J. (2017) Element mobility during regional metamorphism in crustal and subduction zone environments with a focus on the rare earth elements (REE). *American Mineralogist*. V. 102. P. 1796–1821.
143. Altherr R., Okrusch M., Bank H. (1982) Corundum- and kyanite-bearing anatexites from the Precambrian of Tanzania. *Lithos*. V. 15. P. 191–197.
144. Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C. *Handbook of Mineralogy* / Chantilly, VA (USA): Mineralogical Society of America, 2001. – URL: <http://www.handbookofmineralogy.org>
145. Adlakha E., Hanley J.J., Falck H., Boucher B. (2018) The origin of mineralizing hydrothermal fluids recorded in apatite chemistry at the Cantung W-Cu skarn deposit, NWT, Canada. *Eur. J. Mineral.* V. 30. P. 1095–1113.

146. Aranovich L.Y., Newton R.C. (1999) Experimental determination of CO₂–H₂O activity–composition relations at 600–1000 °C and 6–14 kbar by reversed decarbonation and dehydration reactions. *Am Mineral.* V. 84. P. 1319–1332.
147. Armbruster T. H., Bonazzi P., Akasaka M. et al. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eur. J. Miner.* V. 18. P. 551–567.
148. Awalt M.B., Whitney D.L. (2018) Petrogenesis of kyanite- and corundum-bearing mafic granulite in a meta-ophiolite, SE Turkey. *J Metamorph Geol.* V. 36. P. 881–904.
149. Bakker R.J. (2018) AqSo_NaCl: Computer program to calculate p-T-V-x properties in the H₂O-NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation. *Computers & Geosciences.* V. 115. 122–13.
150. Baldwin J. A., Powell R., White R. W., Stípská P. (2015) Using calculated chemical potential relationships to account for replacement of kyanite by symplectite in high pressure granulites: An example from the Snowbird tectonic zone, Canada. *Journal of Metamorphic Geology.* V. 33. P. 311–330.
151. Ballentine C.J., Burnard P. (2002) Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental Crust. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* V. 47. P. 481–538.
152. Baolei M., Jian S., Guanyu W., Guohan Y, Yongfu A. (1997) A skarn-type lead-zinc deposit related to low ¹⁸O magma. *Chinese Science Bulletin.* V. 42. № 19. 1997. P. 1636–1640.
153. Bau M. (1991). Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology.* V. 93. P. 219–230.
154. Beach A. (1973) The mineralogy of high-temperature shear zones at Scourie, NW Scotland. *Journal of Petrology.* V. 14. 231–48.
155. Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Fisher N. I. (2002) Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *J. Geochem. Explor.* V. 76. P. 45–69.
156. Berger J., Femenias O., Ohnenstetter D., Plissart G., Mercier J.C.C. (2010) Origin and tectonic significance of corundum–kyanite–sapphirine amphibolites from the Variscan French Massif Central. *Journal of Metamorphic Geology.* 28 (3). P. 341–360.
157. Bibikova E. V., Skiold T., Bogdanova S. V. (1996) Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belmorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield. *From Brewer, T. S. (ed.), Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region, Geological Society Special Publication.* V. 112. P. 69–90.
158. Bindeman, I.N., Schmitt, A.K., Evans, D.A.D. (2010) Origin of the lowest-known δ¹⁸O silicate rock on Earth in Paleoproterozoic Karelian rift: *Geology.* V. 38. P. 631–634.

159. Bindeman I.N., Serebryakov N.S. (2011) Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ^{18}O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 306. P. 163–174.
160. Bindeman I.N., Lundstrom C.C., Bopp C., Huang F. (2013) Stable isotope fractionation by thermal diffusion through partially molten wet and dry silicate rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. V. 365. P. 51–62.
161. Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K., Vazquez J.A., Guan Y., Azimov P.Ya., Astafiev B.Yu., Palandri J., Dobrzhinetskaya L. (2014) Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ^{18}O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia. *Geosphere*. V. 10. P. 308–339.
162. Bogdanova S. V., Bibikova E. V. (1993) The 'Saamian' of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints. *Precambrian Research*. V. 64. P. 131–152.
163. Bruand E., Fowler M., Storey C., Darling J. (2017) Apatite trace element and isotope applications to petrogenesis and provenance. *Am. Mineral*. V. 102. P. 75–84.
164. Bucher K., De Capitani C., Grapes R. (2005) The development of a margarite-corundum blackwall by metasomatic alteration of a slice of mica schist in ultramafic rock, Kvesjöen, Norwegian Caledonides. *Can Mineral*. V. 43. P. 129–156.
165. Bushmin S.A., Glebovitsky V.A. (2016) Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization. *Transactions of KarRC RAS*. V. 2. P. 3–27.
166. Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E.Y., Liu Y. Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from central Kazakhstan: implications for petrogenesis and mineralization. *Resour. Geol*. 2011. V. 62. P. 63–83.
167. Chowdhury P., Talukdar M., Sengupta P. et al. (2013) Controls of P–T path and element mobility on the formation of corundum pseudomorphs in Paleoproterozoic high-pressure anorthosite from Sittampundi, Tamil Nadu, India. *Am Mineral*. V. 98. P. 1725–1737.
168. Connolly J.A.D. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*. V. 236. P. 524–541.
169. Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. (2006) The Lapland-Kola Orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *European Lithosphere Dynamics*. Eds.: Gee D. G. and Stephenson R. A. Geological Society of London, Memoir. V. 32. P. 579–598.

170. Damman A. (1988) Hydrothermal subsilicic sodium gedrite from the Gåsborn area, West Bergslagen, central Sweden. *Min. Mag.* V. 52. P. 193–200.
171. Dasgupta S., Sengupta P., Sengupta P., Ehl J., Raith M. (1999) Petrology of gedrite-bearing rocks in mid-crustal ductile shear zones from the Eastern Ghats Belt, India. *Journal of Metamorphic Geology*. V. 17 (6). P. 765–778.
172. Drake M. (1975) The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 39. P. 55–64.
173. Dutrow B.L., Henry D.J., Sun Z. (2019) Origin Of Corundum–Tourmaline–Phlogopite Rocks From Badakhshan, Northeastern Afghanistan: A New Type Of Metasomatism Associated With Sapphire Formation. *European Journal of Mineralogy*. V. 31(4). P. 739–753.
174. Engvik A.K., Austrheim H (2010) Formation of sapphirine and corundum in scapolitised and Mg-metasomatised gabbro. *Terra Nova*. V. 22. P. 166–171.
175. Farley K.A., Libarkin J., Mukhopadhyay S., Amidon W. (2006) Cosmogenic and nucleogenic ^3He in apatite, titanite, and zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 248. P. 451–461.
176. Farley K.A. (2018) Helium diffusion parameters of hematite from a single-diffusion-domain crystal. *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 231. P. 117–129.
177. Fernando G.W.A.R., Dharmapriya, P.L., Baumgartner, L.P. (2017) Silica-undersaturated reaction zones at a crust-mantle interface in the Highland Complex, Sri Lanka: mass transfer and melt infiltration during high-temperature metasomatism. *Lithos*. V. 284–285. P. 237–256.
178. Filina M.I., Sorokina E.S., Botcharnikov R. et al. (2019) Corundum Anorthosites-Kyshtymites from the South Urals, Russia: A Combined Mineralogical, Geochemical, and U-Pb Zircon Geochronological Study. *Minerals*. V. 9. 234.
179. Földvári M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Budapest: Geol. inst. of Hungary. 2011. 180 p.
180. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*. V. 112. P. 1–20.
181. Fu B., Kita N. T., Wilde S. A., Liu X., Cliff J., Greig A. (2013) Origin of the Tongbai-Dabie-Sulu Neoproterozoic low- $\delta^{18}\text{O}$ igneous province, east-central China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 165(4). P. 641–662.
182. Giuliani G. Groat L.A., Fallick A.E. et al. (2020) Ruby Deposits: A review and geological classification. *Minerals*. V. 10. 597.
183. Goncalves P., Oliot E., Marquer D., Connolly J.A.D. (2012) Role of chemical processes on shear zone formation: an example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps). *J. Metamorph. Geol.* V. 30. P. 703–722.

184. Haapala I., Siivola J., Ojanpera P., Yletyinen V. (1971) Red corundum, sapphire and kornepurine from Kittila, Finnish Lapland. *Bull. Geol. Soc. Finland.* V. 43. P. 221–231.
185. Haas, J., Shock, E.L., Sassani, D. (1995). Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures, *Geochimica et Cosmochimica Acta.* V. 59. P. 4329–4350.
186. Harlov D.E. Apatite: a fingerprint for metasomatic processes. *Elements.* 2015. V. 11 (3). P. 171–176.
187. Harrison D., Burnard P., Trieloff M., Turner G. (2003) Resolving atmospheric contaminants in mantle noble gas analyses. *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 4(3). P. 1–17.
188. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist.* V. 97. № 11–12. P. 2031–2048.
189. Henrichs I.A., O’Sullivan G.J., Chew D.M., Mark C., Babechuk M.G., McKenna C., Emo R. (2018) The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite. *Chem. Geol.* V. 483. P. 218–238.
190. Henrichs I.A., Chew D.M., Sullivan G.J.O. et al. (2019) Trace element (Mn-Sr-Y-Th-REE) and U-Pb isotope systematics of metapelitic apatite during progressive greenschist- to amphibolite-facies Barrovian metamorphism. *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 20 (8). P. 4103–4129.
191. Herwartz D., Pack A., Krylov D., Xiao Y., Muehlenbachs K., Sengupta S., Di Rocco T. (2015) Revealing the climate of snowball Earth from $\delta^{17}\text{O}$ systematics of hydrothermal rocks. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS).* V. 112. № 17. P. 5337–5341.
192. Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry.* 8-th ed., Berlin, Springer, 2018, 389 p.
193. Holland T.J.B., Powell R. (1991) A Compensated-Redlich-Kwong (CORK) equation for volumes and fugacities of CO_2 and H_2O in the range 1 bar to 50 kbar and 100–1600°C. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 109. P. 265–273.
194. Holland T.J.B., Powell R. (1998) An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology.* V. 16. P. 309–344.
195. Holland T.J.B., Powell R. (2011) An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorphic Geol.* V. 29. № 3. P. 333–383

196. Huang J., Xiao Y. (2015) Element mobility in mafic and felsic ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie UHP Orogen, China: insights into supercritical liquids in continental subduction zones. *International Geology Review*. V. 57. P. 1103–1129.
197. Jiang S. Y., Wang R. C., Xu X. S. et al. (2005) Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic- and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of the Earth*. V. 30. P. 1020–1029.
198. Kanazawa T., Tsunogae T., Sato K., Santosh M. (2009) The stability and origin of sodicgedrite in ultrahigh-temperature Mg-Al granulites: a case study from the Gondwana suture in southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 157. No. 1. P. 95–110.
199. Karmakar S., Mukherjee S., Sanyal S., Sengupta P. (2017) Origin of peraluminous minerals (corundum, spinel, and sapphirine) in a highly calcic anorthosite from the Sittampundi Layered Complex, Tamil Nadu, India. *Contrib Mineral Petrol*. V. 172. 67.
200. Karmakar S., Mukherjee S., Dutta U. (2020) Origin of corundum within anorthite megacrysts from anorthositic amphibolites, Granulite Terrane, Southern India. *American Mineralogist*. V. 105. P. 1161–1174.
201. Keulen N., Schumacher J.C., Næraa T., Kokfelt T.F., Scherstén A., Szilas K., Van Hinsberg V.J., Schlatter D.M., Windley B.F. (2014) Meso- and Neoproterozoic geological history of the Bjørnesund and Ravns Storø Supracrustal Belts, southern West Greenland: Settings for gold enrichment and corundum formation. *Precambrian Research*. V. 254. P. 36–58.
202. Keulen N., Thomsen T. B., Schumacher J.C. et al. (2020) Formation, origin and geographic typing of corundum (ruby and pink sapphire) from the Fiskeneset complex, Greenland. *Lithos*. V. 366–367. 105536.
203. Kullerød K., Nasipuri P., Ravna E.J.K., Selbekk R.S. (2012) Formation of corundum megacrysts during H₂O-saturated incongruent melting of feldspar: P–T pseudosection-based modelling from the Skattøra migmatite complex, North Norwegian Caledonides. *CMP*. V. 164. P. 627–641.
204. Lanari P., Duesterhoeft E. (2019) Modeling Metamorphic Rocks Using Equilibrium Thermodynamics and Internally Consistent Databases: Past Achievements, Problems and Perspectives. *Journal of Petrology*. V. 60. 1. P. 19–56.
205. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*. V. 35. 1. P. 219–246.

206. Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. D., Burke E. A.J., Ferraris G., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Schumacher J. C., Stephenson N. C.N., Whittaker E. J.W. (2004) Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Amer. Miner.* V. 89. P. 883–887.
207. Li Y., Yang Y., Liu Y.-C., Groppo C., Rolfo F. (2020) Muscovite dehydration melting in silica-undersaturated systems: a case study from corundum-bearing anatectic rocks in the Dabie orogen. *Minerals.* V. 10. 213.
208. Li X.-C., Harlov D. E., Zhou M.-F., Hu H. (2022) Experimental investigation into the disturbance of the Sm-Nd isotopic system during metasomatic alteration of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 330. P. 191–208.
209. Li X.-C., Harlov D. E., Zhou M.-F., Hu H. (2022) Metasomatic modification of Sr isotopes in apatite as a function of fluid chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 323. P. 123–140.
210. Liu P., Massonne H.-J., Jin Z. et al. (2017) Diopside, apatite, and rutile in an ultrahigh pressure impure marble from the Dabie Shan, eastern China: A record of eclogite facies metasomatism during exhumation. *Chem. Geol.* V. 466. P. 123–139.
211. Liu Y., Fan Y., Zhou T. et al. (2020) Hydrothermal fluid characteristics and implications of the Makou IOA deposit in Luzong Basin, eastern China. *Ore Geology Reviews.* V. 127. 103867.
212. Locock A. J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences.* V. 62. P. 1–11.
213. Louvel, M., Bordage, A., Testemale, D. et al. (2015) Hydrothermal controls on the formation of REE deposits: insights from in situ XAS study of REE (Nd, Gd, Yb) solubility and speciation in high temperature fluids ($T < 600$ °C). SGA conference materials.
214. Manning C.E. (2013) Thermodynamic modeling of fluid-rock interaction at mid-crustal to upper-mantle conditions. *Rev Mineral Geochem.* V. 76. P. 135–164.
215. Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M. et al. (2016) Detrital Apatite Trace-Element Compositions: a Robust New Tool for Mineral Exploration. *Economic Geology.* V. 111. P. 1187–1222.
216. McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology.* V. 120. P. 223–253.
217. Migdisov A., Williams-Jones A.E., Brugger J. et al. (2016) Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations. *Chemical Geology.* V. 439. P. 13–42.

218. Moulas E., Kostopoulos D., Connolly J.A.D., Burg J.P. (2013) P-T estimates and timing of the sapphirine-bearing metamorphic overprint in kyanite eclogites from Central Rhodope, northern Greece. *Petrology*. V 21. 5. P. 507–521.
219. Newton R.C., Manning C.E. (2008) Solubility of corundum in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O--NaCl}$ solutions at 800 °C and 10 kbar. *Chemical Geology*. V. 249. P. 250–261.
220. Niedermann S. (2002) Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. V. 47. P. 731–784.
221. Nozaka T., Meyer R., Wintsch R.P., Wathen B. (2016) Hydrothermal spinel, corundum and diaspore in lower oceanic crustal troctolites from the Hess Deep Rift. *Contrib. Miner. Petrol.* V. 171 (53). P. 1–14.
222. O’Sullivan G., Chew D., Kenny G., Henrichs I. Mulligan D. (2020) The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies. *Earth-Sci. Rev.* V. 201. 103044.
223. Otten M.T. (1984) Na–Al-rich gedrite coexisting with hornblende in a corona between plagioclase and olivine. *Am Mineral.* V. 69. P. 458–464.
224. Owens B. E., Belkin H. E., Zerolis J. M. (2013) Margarite, corundum, gahnite and zincohögbomite in a blackwall, Raleigh Terrane, Eastern Piedmont Province, USA. *Mineralogical Magazine*. V. 77. 7. P. 2913–2930.
225. Ozima M., Podosek F.A. *Noble Gas Geochemistry*, 2nd ed. Cambridge Univ. Press, 2002. 286 p.
226. Pajunen M., Poutiainen M. (1999) Palaeoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses eastern Finland. *Bull of the Geol Soc. of Finland*. V. 71(1). P. 73–132.
227. Precambrian high grade mobile belts. Belomorian mobile belt in the eastern Fennoscandian Shield. *Field Guidebook*. Petrozavodsk: KRC RAS. 2014. 99 p.
228. Raith M. M., Rakotondrazafy R., Sengupta P. (2008) Petrology of corundum-spinel-sapphirine-anorthite rocks (‘sakenites’) from the type locality in southern Madagascar. *Journal of Metamorphic Geology*. V. 26. P. 647–667.
229. Raith M.M., Srikantappa C., Sengupta P., Kooijman E., Upadhyay D. (2010) Corundum–leucosome-bearing aluminous gneiss from Ayyarmalai, Southern Granulite Terrain, India: A textbook example of vapor phase-absent muscovite-melting in silica undersaturated aluminous rocks. *American Mineralogist*. V. 95. P. 897–907.
230. Rieder M., Cavazzini M. G., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval’ P.V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi

F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*. V. 36. 3. P. 905–912.

231. Riesco M., Stuwe K., Reche J. (2005) Formation of corundum in metapelites around ultramafic bodies. An example from the Saualpe region, Eastern Alps. *Mineralogy and Petrology*. V. 83. 1–25.

232. Schumacher J.C., Robinson P. (1987) Mineral Chemistry and Metasomatic Growth of Aluminous Enclaves in Gedrite-Cordierite-Gneiss from Southwestern New Hampshire, USA. *Journal of Petrology*. V. 28. 6. P. 1033–1073.

233. Sengupta P., Raith M.M., Levitsky V.I. (2004) Compositional characteristics and paragenetic relations of magnesiohögbohmite in aluminous amphibolites from the Belomorian complex, Baltic Shield, Russia. *Amer. Miner.* V. 89. P. 819–831.

234. Skublov S., Drugova G. (2003) Patterns of trace-element distribution in calcic amphiboles as a function of metamorphic grade. *Canadian Mineralogist*. V. 41. P. 383–392.

235. Spear F.S., Hazen R.M., and Rumble D. (1981) Wonesite: a new rock-forming silicate from the Post Pond volcanics, Vermont. *American Mineralogist*. V. 66. P. 100–105.

236. Spear F.S., Pyle J.M. (2002) Apatite, Monazite, and Xenotime in Metamorphic Rocks. *Rev. Mineral. Geochem.* V. 48. P. 293–335.

237. Steele-MacInnis M., Bodnar R.J., Naden J. (2011) Numerical model to determine the composition of H₂O-NaCl-CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 75. P. 21–40.

238. Stepanova A.V., Stepanov V.S. (2010) Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*. V. 183. P. 602–616.

239. Stepanova, A.V., Stepanov, V.S., Larionov, A.N., Salnikova, E.B., Samsonov, A.V., Azimov, P., Egorova, S.V., Larionova, Y.O., Sukhanova, M.A., Kervinen, A.V., Maksimov, O.A. (2022) Relicts of Palaeoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen. *Spec. Publ.*

240. Sverjensky D.A., Hemley J.J., D'Angelo W.M. (1991) Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar mica-aluminosilicate equilibria. *Geochim Cosmochim Acta*. V. 55. P. 989–1004.

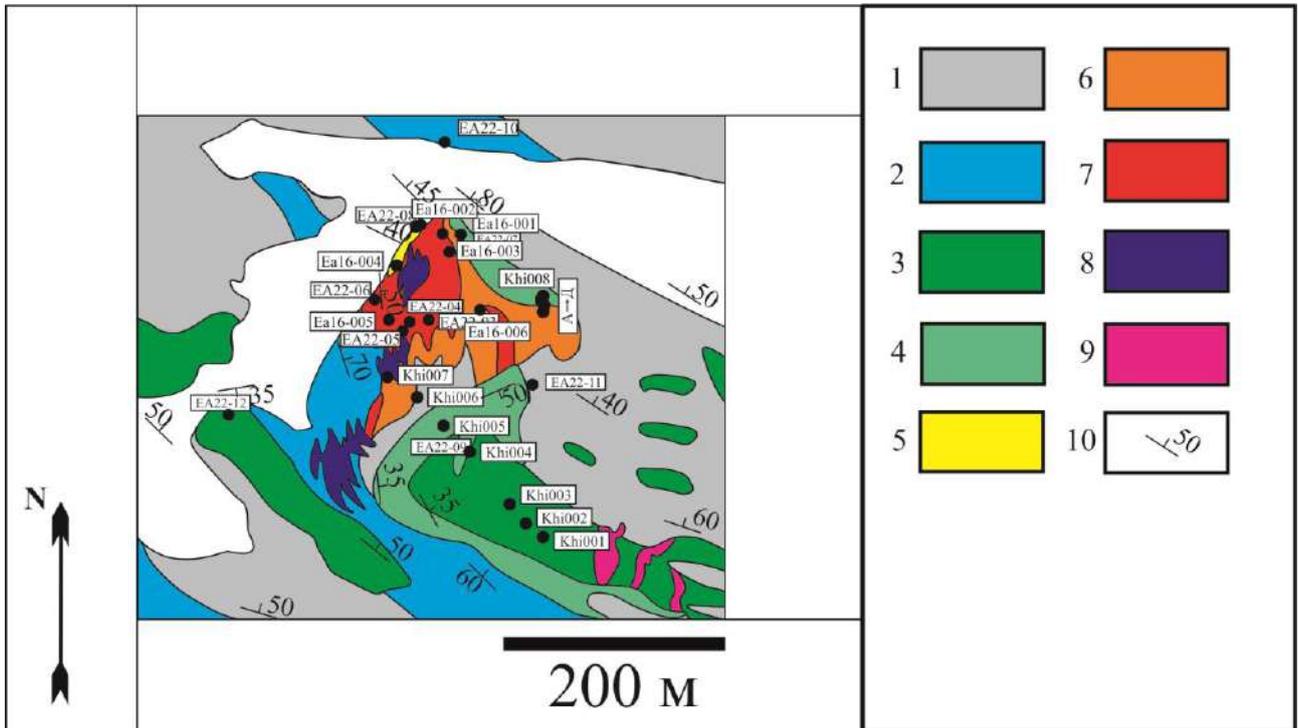
241. Tropper P., Manning C.E. (2007) The solubility of corundum in H₂O at high pressure and temperature and its implication for Al mobility in the deep crust and upper mantle. *Chemical Geology*. V. 240. P. 54–60.

242. Tsunogae T., Santosh M., Shimpo M. (2007) Sodicgedrite in ultrahigh-temperature Mg-Al-rich rocks from the Palghat-Cauvery Shear Zone system, southern India. *J Mineral Petrol Sci.* V. 102. P. 39–43.

243. van Hinsberg V., Yakymchuk C., Jepsen A.T.K., Kirkland C.L., Szilas K. (2021) The corundum conundrum: Constraining the compositions of fluids involved in ruby formation in metamorphic melanges of ultramafic and aluminous rocks. *Chemical Geology*. V. 571. 120180.
244. Verchovsky A.B., Sephton M.A., Wright I.P., Pillinger C.T. (2002) Separation of planetary noble gas carrier from bulk carbon in enstatite chondrites during stepped combustion. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 199. P. 243–255.
245. Vernon R.H. and Clarke G.L. (2008) *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press.
246. Wang K.K., Graham I.T., Lay A., Harris S.L., Cohen D.R. (2017) The origin of a new pargasite-schist hosted ruby deposit from Paranești, Northern Greece. *The Canadian Mineralogist*. V. 55. P. 535–560.
247. Watson E.B., Cherniak D.J. (2013) Simple equations for diffusion in response to heating. *Chemical Geology*. V. 335. P. 93–104.
248. Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. V. 95. P. 185–187.
249. Yakymchuk C., Szilas K. (2018) Corundum formation by metasomatic reactions in Archean metapelite, SW Greenland: exploration vectors for ruby deposits within high-grade greenstone belts. *Geoscience Frontiers*. V. 9 (3). P. 727–749.
250. Yui T.-F., Kwon S.-T. (2002) Origin of a Dolomite-Related Jade Deposit at Chuncheon, Korea. *Economic Geology*. V 97. P. 593–601.
251. Zack T., von Eynatten H., Kronz A. (2004) Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sediment. Geol.* V. 171. P. 37–58.
252. Zakharov D.O., Bindeman I.N., Slabunov A.I., Ovtcharova M., Coble M.A., Serebryakov N.S., Schaltegger U. (2017) Dating the Paleoproterozoic snowball Earth glaciations using contemporaneous subglacial hydrothermal systems. *Geology*. V. 45. 7. P. 667–670.
253. Zakharov D.O., Bindeman I.N., Serebryakov N.S. et al. (2019) Low $\delta^{18}\text{O}$ rocks in the Belomorian belt, NW Russia, and Scourie dikes, NW Scotland: A record of ancient meteoric water captured by the early paleoproterozoic global mafic magmatism. *Precambrian Research*. V. 333. 105431.
254. Zhao X.F., Zhou M.F., Gao J.F. et al. (2015) In situ Sr isotope analysis of apatite by LA-MC-ICPMS: Constraints on the evolution of ore fluids of the Yinachang Fe-Cu-REE deposit, Southwest China. *Miner. Deposita*. V. 50. P. 871–884.
255. Zirner A.L.K., Marks M.A.W., Wenzel T. et al. (2015) Rare earth elements in apatite as a monitor of magmatic and metasomatic processes: Th Ilímaussaq complex, South Greenland. *Lithos*. V. 228–229. P. 12–22.

Приложения

Приложение 1. Карта фактического материала с точками отбора проб



Условные обозначения: 1, 2 – гнейсы чупинской толщи (1 – гранат-биотитовые, 2 – кианит-гранат-биотитовые); 3 – метаморфизованные габбро; 4 – мигматизированные гранатовые амфиболиты; 5 – породы с парагенезисами $Pl + Grt + Bt + Ky$, $Pl + Grt + Bt + Crn$ (зоны 1, 3а) (Акимова, Кольцов, 2022); 6 – породы с парагенезисами $Pl + Grt + Bt + St$, $Pl + Grt + St + Cam$ (зоны 2, 3б); 7 – породы с парагенезисом $Pl + Grt + Cam + Crn$ (зона 4); 8 – плагиоклазиты; 9 – пегматиты; 10 – элементы залегания.

Приложение 2. Петрохимические данные

Таблица 1. Химический состав пород проявления Хитоостров

Компоненты	Порода											
	Ку- Grt-Bt гнейсы	Сrn-метасоматиты, зона 1			Сrn-метасоматиты, зона 3а		Сrn-метасоматиты, зона 3б		Сrn-метасоматиты, зона 4			
		1	2	Kh006	Kh008	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	62.84	48.30	58.90	52.80	47.40	45.80	47.25	45.90	47.16	49.36	46.26	50.36
TiO ₂	0.93	1.13	0.59	0.93	1.20	1.16	1.40	1.14	1.28	1.11	1.16	0.95
Al ₂ O ₃	17.91	21.90	21.80	21.70	22.20	25.50	22.50	21.90	23.84	23.56	24.09	24.25
Fe ₂ O ₃	7.06	1.55	0.87	1.97	1.00	11.86	1.00	1.00	10.73	10.07	11.91	8.57

FeO	-	8.69	2.88	5.15	9.62	-	9.50	12.83	-	-	-	-
MnO	0.07	0.03	0.09	0.07	0.12	0.11	0.17	0.11	0.07	0.06	0.07	0.05
MgO	3.90	5.05	7.61	3.95	6.12	5.74	6.12	6.12	5.79	4.88	6.01	4.19
CaO	2.51	2.57	10.10	4.84	2.75	2.16	4.95	5.53	4.74	4.89	4.79	4.98
Na ₂ O	2.93	4.80	1.80	5.09	4.20	3.85	4.21	3.36	4.89	5.28	4.62	5.64
K ₂ O	2.41	3.97	0.88	2.18	3.49	3.14	1.67	0.76	0.41	0.28	0.53	0.32
P ₂ O ₅	-	0.08	0.09	0.10	0.02	0.05	0.08	0.06	0.06	0.07	0.04	0.06
п.п.п.	-	-	0.38	0.59	-	0.72	-	-	1.12	0.09	0.75	0.66
Сумма	100.56	98.0 7	106.0 0	99.37	98.12	100.0 9	98.85	98.71	100.0 9	99.6 5	100.2 3	100.0 3

Примечание: 1 – данные Т.А. Мысковой, 2–12 – данные Е.Н. Терехова, Н.С. Серебрякова.

Образцы с маркировкой Khi - данные автора.

Продолжение таблицы 1

Компонент ы	Породы								
	Метагаббро	Grt амфиболиты			Gr амфиболит (лейкосома)	Czo амфиболит	Плагиоклазиты		
	Khi001	Khi00 4	Khi00 5	Khi008 г	Khi008в	Khi008д	11	12	Khi00 7
SiO ₂	53.20	59.40	53.90	56.70	74.60	44.50	59.78	62.0 3	61.70
Al ₂ O ₃	16.75	13.89	13.94	15.50	12.40	22.00	0.29	0.07	0.03
TiO ₂	1.34	0.64	0.74	0.62	0.40	0.63	22.98	22.3 3	23.70
Fe ₂ O ₃	10.80	8.93	10.40	7.71	2.87	9.08	2.65	1.20	<0.3
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.57
MnO	0.09	0.24	0.09	0.10	0.06	0.03	0.02	0.01	0.01
MgO	4.11	5.08	7.61	5.91	1.57	6.83	1.04	0.39	0.38
CaO	7.82	8.76	10.10	9.79	4.16	13.10	4.36	3.62	3.55
Na ₂ O	4.88	2.01	1.80	2.43	3.21	1.91	8.29	8.95	8.80
K ₂ O	0.68	0.68	0.88	0.72	0.40	0.98	0.15	0.40	0.69
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.09	0.07	<0.05	0.04	0.11	0.09	<0.05
п.п.п.	0.20	0.28	0.38	0.31	0.22	0.85	0.34	0.49	0.62
Сумма	99.94	99.98	99.94	99.86	99.89	99.95	100.0 1	99.5 8	100

Примечание: 1 – данные Т.А. Мысковой, 2–12 – данные Е.Н. Терехова, Н.С. Серебрякова.

Образцы с маркировкой Khi - данные автора.

Приложение 3. Состав минералов

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах амфиболов в породах Хитоострова.

Компоненты	Породы					
	Сгп-метасоматиты					
	Зона 3б		Зона 4			
	Ts	Na-Ged	Ts	Brs	Sd	Na-Ged
SiO ₂	44.01	42.04	41.87	42.56	41.39	40.17
TiO ₂	1.08	0.28	1.12	1.14	1.08	0.43
Al ₂ O ₃	16.95	22.04	19.74	19.88	20.09	22.83
FeO ^{общ}	12.68	15.78	12.39	11.81	12.27	17.48
MgO	12.07	16.92	11.38	11.69	10.89	15.67
CaO	10.85	0.46	10.47	9.50	11.03	0.46
Na ₂ O	1.96	2.48	2.76	3.13	3.03	2.95
K ₂ O	0.39		0.26	0.29	0.22	
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Коэффициенты рассчитаны на 13 катионов						
Si	6.12	5.88	5.82	5.88	5.81	5.69
Al	1.88	2.13	2.18	2.12	2.19	2.31
∑T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.11	0.03	0.12	0.12	0.11	0.05
Al	0.91	1.51	1.06	1.11	1.13	1.50
Fe ³⁺	1.12		1.20	1.28	0.86	
Fe ²⁺	0.40		0.25	0.13	0.58	0.14
Mg	2.50	3.47	2.36	2.39	2.28	3.31
∑C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Fe ²⁺		1.84				1.93
Mg	0.08	0.06	0.06	0.04		
Ca	1.62	0.07	1.56	1.41	1.66	0.07
Na	0.37	0.03	0.44	0.58	0.34	0.00
∑B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.16	0.65	0.31	0.26	0.48	0.81
K	0.07		0.05	0.05	0.04	
∑A	0.22	0.65	0.35	0.31	0.52	0.81
O ²⁻ (кроме W)	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
OH ⁻	1.78	1.94	1.76	1.76	1.77	1.91
O ²⁻	0.23	0.06	0.24	0.24	0.23	0.09

ΣW	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Сумма Т,С,В,А	15.22	15.64	15.34	15.31	15.52	15.81

Примечание: расчёт составов амфиболов выполнен в программе ACES-9 (Lokock, 2014).

Содержания компонентов в оксидной форме приведены к 100%. Ts – чермакит, Na-Ged – натрожедрит, Brs – барруазит, Sd – саданагаит, Hbl – магнизиальная роговая обманка, Prg – паргасит.

Продолжение таблицы 1

Компоненты	Породы			
	Grt амфиболит	Czo амфиболит		
		Матрица	Симплектиты	
	Hbl	Prg	Sd	Ts
SiO ₂	46.03	42.80	40.83	41.02
TiO ₂	0.83	0.91	0.68	0.44
Al ₂ O ₃	13.03	16.30	18.40	19.17
FeO ^{общ}	13.17	14.84	17.59	17.53
MgO	12.34	10.20	7.71	7.35
CaO	12.27	12.27	12.01	11.90
Na ₂ O	1.39	1.65	1.71	1.56
K ₂ O	0.95	1.04	1.07	1.03
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00
Коэффициенты рассчитаны на 13 катионов				
Si	6.55	6.15	5.96	5.95
Al	1.46	1.85	2.04	2.05
ΣT	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.09	0.10	0.04	0.03
Al	0.73	0.92	1.12	1.24
Fe ³⁺	0.43	0.49	0.49	0.48
Fe ²⁺	1.13	1.29	1.66	1.65
Mg	2.62	2.19	1.68	1.59
ΣC	5.00	5.00	5.00	5.00
Fe ²⁺				
Mg				
Ca	1.87	1.89	1.88	1.85
Na	0.13	0.11	0.12	0.15
ΣB	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.25	0.35	0.36	0.29

K	0.17	0.19	0.20	0.19
ΣA	0.43	0.54	0.56	0.48
O ²⁻ (кроме W)	22.00	22.00	22.00	22.00
ОН ⁻	1.82	1.80	1.92	1.94
O ²⁻	0.18	0.20	0.08	0.06
ΣW	2.00	2.00	2.00	2.00
Сумма Т,С,В,А	15.42	15.54	15.56	15.48

Примечание: расчёт составов амфиболов выполнен в программе ACES-9 (Lokock, 2014).

Содержания компонентов в оксидной форме приведены к 100%. Ts – чермакит, Na-Ged – натрожедрит, Brs – барруазит, Sd – саданагаит, Hbl – магнезиальная роговая обманка, Prg – паргасит.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах слюд в породах Хитоострова

Компоненты	Породы						
	Ку-Grt-Bt гнейс	Сrn-метасоматиты					Зона 3б
		Зона 1	Зона 2	Зона 3а			
	Phl	Phl	Phl	Phl	Ms	Pg	Phl
SiO ₂	38.91	39.44	38.31	38.62	47.72	48.51	39.73
TiO ₂	2.51	2.32	2.88	2.08	0.54		2.02
Al ₂ O ₃	19.59	19.99	19.13	20.02	38.21	41.83	19.30
FeO ^{общ}	16.47	14.84	14.76	15.12	1.36	0.55	12.48
MgO	11.81	14.01	14.88	14.25	0.85		17.03
CaO						0.52	
Na ₂ O	0.32		0.56	0.45	1.14	5.97	0.62
K ₂ O	10.38	9.40	9.47	9.46	10.19	2.61	8.83
Сумма	100	100	100	100	100	100	100
Коэффициенты рассчитаны на 22 заряда							
Si	2.80	2.79	2.74	2.75	3.01	2.97	2.78
Ti	0.14	0.12	0.16	0.11	0.03		0.11
Al	1.06	1.08	1.10	1.14	0.96	1.03	1.11
ΣT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al	0.60	0.59	0.51	0.54	1.88	1.99	0.48
Fe ²⁺	0.99	0.88	0.88	0.90	0.07	0.03	0.73
Mg	1.27	1.48	1.59	1.51	0.08		1.78
Ca						0.03	
ΣD	2.86	2.95	2.98	2.95	2.03	2.05	2.99
Na	0.05		0.08	0.06	0.14	0.71	0.08

К	0.95	0.85	0.86	0.86	0.82	0.20	0.79
Ca							
ΣA	1.00	0.85	0.94	0.92	0.96	0.91	0.87
Сумма	7.86	7.80	7.92	7.87	6.99	6.96	7.86
xMg	0.56	0.63	0.64	0.63			0.71

Примечание: содержания компонентов в оксидной форме приведены к 100%. $xMg = Mg/(Mg+Fe)$, где Mg, Fe – ф.к. При расчёте вводилась коррекция на изоморфное замещение $M^{2+} + 2OH^- = Ti^{4+} + 2O^{2-}$. Asp – аспидолит, Pg – парагонит, Mrg – маргарит.

Продолжение таблицы 2

Компоненты	Породы					
	Сгп-метасоматиты			Grt амфиболит	Czo амфиболит	
	Зона 4				Phl	Phl
	Phl	Pg	Asp			
SiO ₂	39.07	48.21	40.10	39.56	37.72	45.41
TiO ₂	1.85		1.99	2.86	1.54	
Al ₂ O ₃	20.99	43.24	21.64	17.80	19.34	24.40
FeO ^{общ}	10.60		9.71	15.11	19.08	0.61
MgO	18.07		18.97	14.98	12.71	
CaO		0.84				29.57
Na ₂ O	0.98	6.76	5.49			
K ₂ O	8.44	0.95	2.09	9.69	9.62	
Сумма	100	100	100	100	100	100
Коэффициенты рассчитаны на 22 заряда						
Si	2.71	2.93	2.71	2.83	2.73	3.01
Ti	0.10		0.10	0.15	0.08	
Al	1.20	1.07	1.19	1.02	1.19	0.99
ΣT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al	0.52	2.03	0.53	0.48	0.46	0.91
Fe ²⁺	0.61		0.55	0.90	1.16	0.03
Mg	1.87		1.91	1.60	1.37	
Ca		0.06				1.06
ΣD	3.00	2.08	2.98	2.98	2.99	2.00
Na	0.13	0.80	0.72			
K	0.75	0.07	0.18	0.88	0.89	
Ca						1.04
ΣA	0.88	0.87	0.90	0.88	0.89	1.04
Сумма	7.87	6.95	7.88	7.86	7.88	7.04
xMg	0.76		0.78	0.64	0.55	

Примечание: содержания компонентов в оксидной форме приведены к 100%. $xMg = Mg/(Mg+Fe)$, где Mg, Fe – ф.к. При расчёте вводилась коррекция на изоморфное замещение $M^{2+} + 2OH^- = Ti^{4+} + 2O^{2-}$. Asp – аспидолит, Pg – парагонит, Mrg – маргарит.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах граната в породах Хитоострова

Компонент ы	Породы							
	Ky-Grt-Bt гнейс	Ctn-метасоматиты					Grt амфиболи Г	Czo амфиболи Г
		Зона 1	Зона 2	Зона 3а	Зона 3б	Зона 4		
SiO ₂	37.36	37.91	37.92	37.63	38.78	38.66	38.34	38.00
Al ₂ O ₃	20.84	21.04	21.58	21.45	21.99	21.94	21.76	21.50
FeO ^{общ}	32.84	31.42	28.44	31.34	26.22	26.95	24.25	23.60
MnO	1.28	1.10	0.77	0.82	0.33	0.39	1.99	1.84
MgO	4.39	5.83	5.61	5.80	8.13	8.48	4.03	4.11
CaO	3.29	2.69	5.67	2.96	4.56	3.58	9.62	10.96
Сумма	100.00	100.0 0	100.0 0	100.0 0	100.0 0	100.0 0	100.00	100.00
Коэффициенты рассчитаны на 8 катионов								
Si	2.97	3.00	2.97	2.96	2.99	2.98	3.00	2.97
Al	0.03	0.00	0.03	0.04	0.01	0.02	0.00	0.03
∑Т	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	1.95	1.96	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	1.94
Fe ³⁺	0.07	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04		0.09
∑В	2.02	2.00	2.03	2.04	2.03	2.03	2.00	2.03
Fe ²⁺	2.09	2.04	1.79	1.98	1.65	1.68	1.59	1.45
Mn	0.09	0.04	0.05	0.05	0.01	0.02	0.13	0.12
Mg	0.52	0.69	0.65	0.68	0.93	0.97	0.47	0.48
Ca	0.28	0.23	0.48	0.25	0.38	0.3	0.81	0.92
∑А	2.98	3.00	2.97	2.96	2.97	2.97	2.99	2.97
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Примечание: соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано, исходя из стехиометрии минерала и правила электронейтральности формулы. Содержания компонентов в оксидной форме приведены к 100%.

Таблица 4. Химический состав (мас. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах плагиоклаза в породах Хитоострова

Компоне нты	Породы									
	Ky-Grt- Vt гнейс	Crn-метасоматиты					Плагиокла зит	Grt амфибо лит	Czo амфиболит	
		Зона 1	Зона 2	Зона 3а	Зона 3б	Зона 4			P11	P12
SiO ₂	60.35	62.5 6	58.7 9	60.9 4	58.1 3	60.6 5	60.91	59.97	53.4 0	46.5 1
Al ₂ O ₃	24.83	23.8 0	26.1 3	24.4 2	26.2 0	24.7 8	25.00	25.59	29.9 0	34.4 0
FeO ^{общ}			0.31	0.47	0.41	0.33				
CaO	7.08	5.30	7.75	5.74	7.88	6.08	6.19	6.92	11.7 4	17.4 4
Na ₂ O	7.65	8.34	7.02	8.06	6.86	7.94	7.90	7.51	4.96	1.65
K ₂ O	0.09			0.36	0.52	0.22				
Сумма	100.00	100. 00	100. 00	100. 00	100. 00	100. 00	100.00	100.00	100. 00	100. 00
Коэффициенты рассчитаны на 5 катионов										
Si	2.69	2.78	2.63	2.70	2.60	2.69	2.71	2.67	2.41	2.13
Al	1.30	1.25	1.38	1.28	1.38	1.30	1.31	1.35	1.59	1.86
Fe ²⁺				0.02	0.02	0.01				
Fe ³⁺			0.01	0.01		0.01				
Ca	0.34	0.25	0.37	0.28	0.38	0.29	0.30	0.33	0.57	0.86
Na	0.66	0.72	0.61	0.69	0.60	0.69	0.68	0.65	0.43	0.15
K	0.01			0.02	0.03	0.01				
Сумма	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
N ₂ P1	34.0 0	25.7 7	37.7 6	28.5 7	38.7 8	29.5 9	30.25	33.74	56.7 1	85.3 6

Примечание: соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано, исходя из стехиометрии минерала и правила электронейтральности формулы. Содержания компонентов в оксидной форме приведены к 100%.

Коэффициенты рассчитаны на 8 катионов										
Si	2.96	2.99	2.99	2.99	3.02	2.97	3	2.97	3.03	2.98
ΣT	2.96	2.99	2.99	2.99	3.02	2.97	3	2.97	3.03	2.98
Al	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.94	2.00
Fe ³⁺									0.06	
$\Sigma M1, M2$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al	0.90	0.60	0.73	0.53	0.56	0.58	0.58	0.57	0.00	0.45
Fe ³⁺	0.13	0.42	0.26	0.46	0.43	0.46	0.43	0.44	0.98	0.54
$\Sigma M3$	1.03	1.03	0.99	0.99	0.99	1.04	1.00	1.01	0.98	0.99
Ca	2.01	1.99	2.02	2.02	1.99	2.00	1.99	2.02	1.98	2.03
ΣA	2.01	1.99	2.02	2.02	1.99	2.00	1.99	2.02	1.98	2.03
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00

Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано, исходя из стехиометрии минерала и правила электронейтральности формулы. Содержания компонентов в оксидной форме приведены к 100%.

Таблица 7. Химический состав (мас. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах титанита

Компоненты	Породы							
	Grt-амфиболиты			Czo-амфиболиты				
	Khi-008Г			Khi-008Д				
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	31.13	32.44	32.00	30.45	30.59	29.95	29.84	29.75
TiO ₂	38.60	33.63	32.69	38.71	38.57	39.23	39.14	39.46
Al ₂ O ₃	1.76	4.23	5.44	1.90	1.63	1.52	1.73	1.69
FeO ^{общ}	0.00	1.79	2.10	0.32	0.42	0.42	0.40	0.49
MgO	0.00	0.99	1.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	28.51	26.92	25.90	28.61	28.79	28.88	28.89	28.62
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
Коэффициенты рассчитаны на 3 катиона								
Si	1.01	1.03	1.01	0.99	0.99	0.97	0.97	0.97
Ti	0.94	0.8	0.77	0.94	0.94	0.96	0.95	0.96
Al	0.07	0.16	0.2	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07
Fe ²⁺		0.03	0.02	0.01				

Fe ³⁺		0.02	0.03		0.01	0.01	0.01	0.01
Mg		0.05	0.09					
Ca	0.99	0.92	0.87	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00
Сумма	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано, исходя из стехиометрии минерала и правила электронейтральности формулы. Содержания компонентов в оксидной форме приведены к 100%.

Таблица 8. Химический состав (мас. %) апатита

Элементы	Породы						Нижние пределы
	Ку-Grt-Bt гнейс	Grt амфиболит	Crn порода	Crn порода	Crn порода	Плагиоклазит	
	Ch-1	КНН-004	Еа16-005I	КНН-008А	КНН-010	Еа16-005II	
Na ₂ O	0.10	0.2	0.16	1.05	0.97	0.27	0.01
MgO	0.07	0.17	0.10	0.21	0.15	0.38	0.01
Al ₂ O ₃	15.5	1.81	0.51	3.26	8.72	4.19	0.01
SiO ₂	13.1	11.7	0.95	8.74	7.52	2.86	0.01
K ₂ O	0.31	0.03	<0.01	0.07	0.04	0.02	0.01
TiO ₂	0.11	8.98	0.18	2.79	1.77	0.56	0.001
MnO	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.0002
Fe ₂ O ₃	0.33	0.57	0.55	0.50	0.44	0.86	0.01
Na	0.04	0.07	0.06	0.39	0.36	0.10	
Ti	0.07	5.38	0.11	1.67	1.06	0.34	

Приложение 4. Редкоэлементный состав минералов

Таблица 1. Содержание редкоземельных элементов в гранате из пород Хитоострова (ppm)

Элементы	Гранатовый амфиболит по габбро (КНН004)								
	2 rim	3 middle	4 middle	5 core	9 rim	10 middle	11 middle	12 middle	13 core
La	0.03	0.02	0.06	0.04	0.02	0.04	0.04	0.54	0.02
Ce	0.07	0.04	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.89	0.02
Pr	0.08	0.06	0.07	0.03	0.03	0.03	0.08	0.66	0.04
Nd	0.41	0.26	0.20	0.07	0.20	0.10	0.10	0.70	0.22
Sm	3.64	2.50	2.26	1.54	2.37	0.89	0.84	3.41	1.97
Eu	6.85	5.90	5.24	3.32	3.96	2.65	1.58	4.08	3.18
Gd	15.6	14.0	11.1	8.18	10.5	6.98	5.41	10.8	10.3
Dy	48.9	46.6	38.7	32.8	38.2	27.9	29.0	37.6	45.4
Er	70.7	68.7	68.4	58.5	60.9	51.2	67.7	101	119
Yb	51.3	56.4	60.9	57.0	59.4	56.6	78.7	147	172
Lu	41.6	42.0	47.1	45.1	41.5	41.6	51.5	120	144

La	3.78	2.27	7.7	15.7	10.2	0.49	0.03
Ce	4.44	2.99	27.8	42.3	28.9	0.55	0.06
Pr	5.29	3.80	76.5	80.8	65.9	0.39	0.07
Nd	5.62	5.41	147	126	125	0.43	0.23
Sm	5.86	8.22	204	163	213	1.67	0.76
Eu	12.6	13.2	87.8	73.2	83.0	1.02	0.02
Gd	7.37	7.86	145	109	143	3.62	0.46
Dy	6.69	7.87	44.8	34.2	53.8	3.46	2.91
Er	6.03	7.35	15.4	11.3	25.1	4.18	3.84
Yb	4.39	5.56	14.2	7.40	21.5	3.81	4.68
Lu	5.21	7.44	23.4	19.9	31.4	4.59	4.08

Продолжение таблицы 2

Элементы	Czo амфиболит (КНi008Д)		
	Cam1	Cam2	
	18	31	35
La	0.31	0.04	0.03
Ce	0.87	0.06	0.04
Pr	0.21	0.01	0.02
Nd	1.85	0.21	0.18
Sm	0.82	0.36	0.17
Eu	0.29	0.14	0.15
Gd	1.64	1.20	1.47
Tb	0.28	0.50	0.61
Dy	2.18	6.31	8.87
Ho	0.44	2.23	2.66
Er	1.54	9.16	10.9
Yb	1.58	12.2	13.6
Lu	0.22	1.51	1.77

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов в плагиоклазе из пород Хитоострова (ppm)

Элементы	Grt амфиболит по габбро (КНi004)		Корундсодержащий метасоматит (КНi-010-5)		Czo амфиболит (КНi008Д)	
	7	8	15	26	19	20
La	0.37	0.27	7.55	3.88	0.02	0.03
Ce	0.18	0.15	6.68	3.19	0.03	0.03
Pr	0.09	0.06	5.53	2.60	-	0.01
Nd	0.06	0.05	4.88	2.96	b.d.l.	0.04
Sm	0.14	-	1.96	0.98	b.d.l.	0.02
Eu	2.33	2.52	18.2	18.1	0.05	0.09
Gd	0.16	0.10	-	0.40	0.03	0.02

Tb	-	-	-	-	-	0.01
Dy	0.12	0.25	0.07	0.15	0.03	0.03
Ho	-	-	-	-	0.02	0.01
Er	0.22	0.11	0.55	0.59	0.04	0.02
Yb	0.09	0.22	0.13	0.16	b.d.l.	0.02
Lu	0.31	-	-	-	b.d.l.	b.d.l.

Таблица 4. Содержание редкоземельных элементов в биотите из пород Хитоострова (ppm)

Элементы	Корундсодержащий метасоматит (КНП-010-5)			Czo амфиболит (Khi008Д)	
	21	27	28	28	34
La	13.9	7.35	6.22	2.28	2.23
Ce	2.19	1.07	0.35	0.05	0.07
Pr	1.83	0.98	0.39	0.01	0.01
Nd	1.69	0.77	0.22	0.06	0.05
Sm	0.84	0.32	0.63	0.10	0.19
Eu	-	-	-	n.d.	n.d.
Gd	0.45	0.07	0.23	b.d.l.	0.03
Tb	-	-	-	0.03	0.01
Dy	1.86	1.93	2.16	0.91	0.90
Ho	-	-	-	0.82	0.80
Er	0.84	1.8	1.78	0.39	0.24
Yb	0.08	0.35	0.22	0.06	0.04
Lu	1.08	0.64	1.06	0.03	0.03

Таблица 5. Содержание редкоземельных элементов в клиноцоизите и титаните из клиноцоизитовых амфиболитов Хитоострова (ppm)

Элементы	Czo амфиболит (Khi008Д)				
	Czo			Ttn	
	29	30	36	32	33
La	0.01	1.67	0.02	11.1	7.41
Ce	0.02	7.55	0.07	65.6	33.6
Pr	n.d.	1.89	0.02	15.1	8.60
Nd	0.05	12.0	0.25	107	58.7
Sm	0.27	6.56	0.48	48.1	23.6
Eu	0.18	3.90	1.93	7.68	5.87
Gd	0.09	13.3	2.79	55.6	25.9
Tb	0.06	2.81	1.74	-	-
Dy	1.14	31.7	26.6	58.7	37.2
Ho	0.63	8.73	9.55	-	-
Er	5.14	36.2	45.2	17.0	11.0
Yb	14.3	45.8	58.2	10.2	6.72

Lu	1.89	5.27	6.63	2.60	1.85
----	------	------	------	------	------

Таблица 6. Содержание редких элементов в рутиле из пород Хитоострова (ppm)

Элементы	Корундсодержащий метасоматит (КНІ-010-5)		Сзо амфиболит (КНІ008Д)	
	14	20	21	26
Cr	1900	844	647	663
Fe	1470	996	2760	3667
Zr	470	624	457	413
Mo	56.7	37.7	49.9	52.3
Sb	0.187	0.156	0.64	0.39
Ta	84.3	39.3	57.44	73.0
Th	0.0163	0.00595	0.03	0.07
U	14.9	15.3	0.03	0.10
W	0.81	0.765	72.2	63.4
Hf	14.5	17.2	6.04	5.78
Sn	27.1	27.8	13.8	17.2
Nb	2840	815	2196	3046
Mn	6.74	3.08	11.3	24.2
V	2080	1590	1736	1349
Al	129	60.5	166	381

Таблица 7. Содержание редких и редкоземельных элементов в апатите из пород Хитоострова, ppm

Элементы	Породы						Нижние пределы
	Ку-Grt-Bt гнейс	Grt амфиболит	Сrn порода	Сrn порода	Сrn порода	Плагиоклазит	
	Ch-1	КНІ-004	Еа16-005I	КНІ-008А	КНІ-010	Еа16-005II	
Cr	159	24.0	1.39	18.2	108	68.2	1
Sr	124	267	302	252	260	251	1
Y	462	246	269	116	193	155	0.1
Nb	0.87	96.6	1.62	53.5	34.4	8.50	0.5
Ba	45.4	12.3	10.1	23.6	33.9	23.6	3
La	179	91.1	2392	549	646	460	0.01
Ce	255	143	2925	636	784	760	0.01
Pr	334	191	3105	748	963	1045	0.01
Nd	413	229	2891	916	1182	1259	0.01
Sm	660	293	1902	1209	1392	1007	0.005
Eu	137	269	466	216	302	271	0.005

Gd	735	254	1036	745	910	555	0.01
Tb	832	281	572	321	521	329	0.005
Dy	535	215	291	122	231	159	0.01
Ho	337	170	182	68	128	110	0.005
Er	224	125	132	47.7	75.5	69.5	0.01
Tm	160	89.4	102	36.1	51.0	49.8	0.005
Yb	129	65.9	95.9	42.0	48.2	43.8	0.01
Lu	104	46.9	76.0	35.4	41.3	34.6	0.005
Hf	2.12	8.23	4.70	9.2	3.41	1.99	0.01
Ta	0.12	15.4	0.19	0.76	0.60	0.42	0.1
Pb	5.63	4.35	11.0	13.1	7.72	9.04	1
Th	3.85	3.50	27.5	44.9	16.2	2.28	0.1
U	19.6	18.9	105	42.2	60.9	58.1	0.1
LREE	532	295	4320	1216	1507	1431	
REE	935	457	4681	1432	1802	1625	
HREE+Y	865	408	630	333	488	349	
Sr/Y	0.27	1.09	1.12	2.17	1.35	1.62	
La/Sm	0.42	0.48	1.95	0.7	0.72	0.71	
Mn	201	132	132	68.9	71.3	41.0	
Mn/Sr	1.62	0.49	0.44	0.27	0.27	0.16	
Eu/Eu*	0.20	0.98	0.32	0.22	0.26	0.35	
Ce/Ce*	0.99	1.02	1.06	0.98	0.98	1.01	

Приложение 5.

Таблица 1. Микротермометрические данные для флюидных включений из корундсодержащих пород проявления Хитоостров, Северная Карелия

Образец	Порода	Минерал	Вид	Tm l	Tm f	wt%	wt%	X _{NaC}	X _{CaC}
						NaC l	CaCl ₂	1	12
Б752-9	Гранат-биотитовый плагиоклазит	Гранат	ps (H ₂ O) L с кальцитом	-44	-39	2.37	26.02	0.01	0.06
				-47	-37	1.95	25.69	0.01	0.05
				-47	-32	1.83	24.05	0.01	0.05
				-45	-36	2.15	25.21	0.01	0.05
				-42	-36	2.62	24.87	0.01	0.05
				-45	-33	2.07	24.23	0.01	0.05
				-46	-35	2.01	24.98	0.01	0.05
				-44	-32	2.17	23.78	0.01	0.05
				-42	-32	2.48	23.53	0.01	0.05
				-45	-34	2.1	24.56	0.01	0.05
				-47	-35	1.91	25.06	0.01	0.05
				-46	-36	2.03	25.3	0.01	0.05

				-44	-34	2.23	24.46	0.01	0.05		
				-42	-32	2.48	23.53	0.01	0.05		
				-40	-	2.82	22.67	0.01	0.05		
					30.5						
Б755-1	Гранат-биотитовый плагиоклазит	Гранат	ps (H ₂ O) L	-47	-34	1.88	24.73	0.01	0.05		
КН1-010	Сrn-порода	Гранат	ps (H ₂ O) L с кальцитом	-38	-29	3.28	21.7	0.01	0.04		
				-44	-36	2.29	25.11	0.01	0.05		
				-41	-24	2.32	20.35	0.01	0.04		
				-40	-38	3.13	25.15	0.01	0.05		
				-48	-32	1.74	24.12	0.01	0.05		
Б745-10	Лейкократовая корундсодержащая гранат-биотит-плагиоклазовая порода со St	Гранат	ps (H ₂ O) L с кальцитом?	-46	-36	2.03	25.3	0.01	0.05		
				-45	-29	1.95	22.8	0.01	0.05		
				-46	-34	1.98	24.65	0.01	0.05		
				-45	-33	2.07	24.23	0.01	0.05		
				-48	-26	1.58	21.88	0.01	0.04		
				-44	-34	2.23	24.46	0.01	0.05		
				-47	-32	1.83	24.05	0.01	0.05		
				-45	-30	1.98	23.16	0.01	0.05		
				-44	-35	2.26	24.79	0.01	0.05		
				-47	-	1.82	23.98	0.01	0.05		
					31.8						
				-48	-	1.73	23.98	0.01	0.05		
					31.6						
Б750-5	Меланократовая кианит-гранат-плагиоклаз-биотитовая порода с Crn	Гранат	ps H ₂ O	-44	-32	2.17	23.78	0.01	0.05		
				-51	-30	1.48	23.57	0.01	0.05		
				-53	-38						
		Плагиоклаз	s? H ₂ O	-35	-17	3.35	15.83	0.01	0.03		
				-30	-	5.12	11.75	0.02	0.02		
					13.4						
				-34	-10	2.73	11.37	0.01	0.02		
-30	-14	5.25	12.05	0.02	0.02						
-30	-	5.	11.48	0.02	0.02						
	12.										

					9				
				-25	-17	11.3	8.27	0.04	0.02
						3			
				-21	-11				
				-19	-13				
				-20	-13				
				-29	-10	4.81	9.24	0.02	0.02
				-27	-13	7.32	9.27	0.03	0.02

Примечание: T_{ml} – температура эвтектики, T_{mf} – температура плавления льда.