

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

На правах рукописи

Абдрахманов Ильнур Альбертович



ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ГРАНУЛИТОВ ОАЗИСА БАНГЕРА,
ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

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
Гульбин Ю.Л.

Санкт-Петербург – 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1 СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГРАНУЛИТАХ	10
1.1 Главные особенности вещественного состава гранулитов	10
1.2 Минеральные индикаторы УНТ метаморфизма	12
1.3 Режим воды и роль процессов частичного плавления при образовании гранулитов	17
1.4 Термобарометрия гранулитов	17
1.5 P – T траектории и реконструкция геодинамических обстановок формирования гранулитовых комплексов	20
Выводы по главе 1	22
ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ	23
2.1. Главные черты геологического строения Восточной Антарктиды.....	23
2.1.1 Геологическая изученность.....	23
2.1.2 Тектонические провинции Восточно-Антарктического подвижного пояса (ВАПП)	24
2.1.2.1 Провинция Мод	25
2.1.2.2 Рейнерская провинция	26
2.1.2.3. Провинция Уилкс	27
2.1.3. История геологического развития	27
2.2 Геологическое строение оазиса Бангера	29
2.2.1 Геологическая изученность.....	29
2.2.2 Данные изотопного датирования.....	31
2.2.3 Метаморфические толщи	32
2.2.4 Тектоника	37
2.2.4.1 Складчатые структуры.....	37
2.2.4.2 Разрывные нарушения	37
2.2.4.3 Этапы деформаций.....	38
2.2.5 Интрузивные образования.....	43
Выводы по главе 2.....	47
ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	48

3.1 Каменная коллекция	48
3.2. Методы определения валового химического состава пород	48
3.3 Методы локального анализа состава минералов.....	50
3.3.1 Электронно-зондовый анализ	50
3.3.2 Рамановская микроскопия.....	51
3.3.3 Ионно-зондовый анализ	51
3.4 Методы оценки условий метаморфизма	52
3.4.1 Минеральная термобарометрия	52
3.4.2 Моделирование минеральных парагенезисов	52
3.4.3 Построение P – T траекторий.....	53
Выводы по главе 3	53
ГЛАВА 4 ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНУЛИТОВ	54
4.1 Петрохимия гранулитов	54
4.2 Петрография	57
4.2.1 Гранат-силлиманитовые и гранат-силлиманит-кордиеритовые гранулиты.....	60
4.2.2 Гранат-кордиеритовые гранулиты.....	66
4.2.3 Гранат-ортопироксен±кордиеритовые гранулиты.....	70
4.3 Особенности состава и взаимоотношения породообразующих минералов.....	76
4.4 Особенности микроэлементного состава кварца, граната и ортопироксена.....	85
Выводы по главе 4.....	90
ГЛАВА 5 РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГРАНУЛИТАХ.....	92
5.1 Ассоциация Fe-Mg-Al-Ti-Zn оксидов.....	92
5.1.1 Алюмошпинели	92
5.1.2 Магнетит	94
5.1.3 Титансодержащий магнетит и ульвошпинель.....	98
5.1.4 Ильменит.....	100
5.1.5 Рутил.....	100

5.2 Ориентированные микровключения рутила и герцинита в кварце.....	103
5.2.1 Характеристика микровключений.....	103
5.2.2 Распространенность микровключений (данные предшественников).....	109
5.2.3 Генезис микровключений.....	109
Выводы по главе 5.....	112
ГЛАВА 6 МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ, ПОСТРОЕНИЕ P–T ТРАЕКТОРИЙ И РЕНКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК МЕТАМОРФИЗМА	113
6.1 Термобарометрия шпинель-содержащих парagenезисов	113
6.2 Гранат-ортопироксеновая термобарометрия.....	115
6.3 Термометрия тройных растворов полевых шпатов	118
6.4 «Ti-в-кварце» термометрия	121
6.5 Титаномагнетит-ильменитовая термо-оксибарометрия.....	121
6.6 Построение P – T траекторий.....	123
6.6.1 Изохимические диаграммы	123
6.6.2 Минеральные свидетельства P – T эволюции метаморфизма	130
6.6.3 Поведение редкоземельных элементов в ходе метаморфизма	133
6.7 Реконструкция геодинамических обстановок метаморфизма	134
Выводы по главе 6.....	137
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	138
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	140
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	142
ПРИЛОЖЕНИЕ А Акт о внедрении результатов диссертации.....	164
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ.....	165
ПРИЛОЖЕНИЕ В Валовые химические составы изученных пород, содержания петрогенных и редких элементов в пороодообразующих и акцессорных минералах	166
ПРИЛОЖЕНИЕ Г Оценки температур и давлений, полученных с помощью геотермобарометров.....	188

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Среди метаморфических пород древних кратонов важную роль играют гранулиты. Интерес к их изучению особенно усилился после того, как для ряда гранулитовых комплексов были установлены экстремально высокие ($>900\text{ }^{\circ}\text{C}$) температуры метаморфизма. Итогом многолетних исследований стало представление о метаморфизме сверхвысоких (ultrahigh-temperature, УНТ) температур как закономерном этапе эволюции докембрийских складчатых поясов (Clark et al., 2011; Kelsey, Hand, 2015 [95, 170]).

Основная проблема, с которой сталкиваются при изучении гранулитов – трудности выявления минеральных парагенезисов, образовавшихся при высоких и сверхвысоких температурах. Решение этой задачи, получение температурных оценок, характеризующих проградную стадию гранулитового метаморфизма, требуют детальных исследований микроструктур агрегатов и составов индикаторных минералов, несущих информацию об экстремальных P – T условиях минеральных равновесий.

Восточная Антарктида является регионом, где, в сравнении с другими областями, известно наибольшее число проявлений УНТ метаморфизма. Они расположены в пределах Земли Эн-дерби и примыкающих районах Земли Королевы Мод и залива Прюдс (комплекс Нейпир, серия Рауэр и др.). Еще одним участком локализации УНТ гранулитов может стать оазис Бангера (Земля Уилкса).

Степень разработанности темы исследования

Геологическое строение территории изучалось советскими и австралийскими геологами (Равич М.Г., Климов Л.В., Соловьев Д.С., 1965; Stüwe, Wilson, 1990; Sheraton et al., 1995; в том числе сотрудником Горного университета – Вороновым П.С. [16, 49, 219, 229]). В результате проведенных исследований была дана комплексная характеристика развитого здесь мезопротерозойского метаморфического комплекса и получены первые свидетельства высоких и сверхвысоких температур метаморфизма (Stüwe, Powell, 1989; Tucker, Hand, 2016; Tucker et al., 2018 [228, 244, 246]). Эти свидетельства создали предпосылки для отнесения рассматриваемого комплекса к проявлениям УНТ метаморфизма.

Новые данные по минералогии метапелитовых гранулитов изучаемого района, приводимые в работе, позволяют развить и более надежно обосновать это предположение.

Объект исследования – породы и минералы метаморфического комплекса оазиса Бангера, Восточная Антарктида. Каменный материал был отобран автором в ходе 64-ой Российской антарктической экспедиции (2018/19 гг.).

Предмет исследования – минералого-геохимические особенности гранулитов.

Цель работы. Выявление закономерностей эволюции состава гранулитов и составляющих их минералов, оценка P – T условий минеральных равновесий в ходе метаморфизма.

Задачи исследований:

- 1) проведение полевых работ и отбор каменного материала;
- 2) минералого-геохимическое изучение представительных образцов метапелитовых гранулитов;
- 3) оценка пиковых условий метаморфизма с помощью минеральных термобарометров;
- 4) анализ валового химического состава пород, расчет изохимических диаграмм и построение P – T траекторий;
- 5) геодинамическая интерпретация полученных данных.

Научная новизна работы

1. На основе данных минеральной термобарометрии доказана УНТ природа метаморфизма гранулитов оазиса Бангера.
2. Впервые в метапелитовых гранулитах обнаружены «пламеневидные» выделения ульвошпинели, находящиеся в закономерных сростаниях с ильменитом, с содержанием U_{sp} минала до 67–78 мол.%. Показано, что после распада твердого раствора $Ti-Mag_{ss}$ температура равновесия двух минералов превышала 1000 °C.
3. Впервые выявлены ориентированные микровключения герцинита в кварце. Показано, что их генезис связан с распадом высокотемпературного твердого раствора и пластическими деформациями кварца на ретроградной стадии.
4. Показано, что термобарическая эволюция метаморфизма описывается P – T траекторией, демонстрирующей изобарический нагрев на проградной стадии и изобарическое охлаждение на ретроградной стадии, что согласуется представлениями о формировании гранулитов оазиса Бангера в обстановке растяжения земной коры.

Соответствие паспорту специальности

Содержание диссертации соответствует паспорту научной специальности 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых по пунктам 1, 2, 3, 13, 18, 19.

Теоретическая и практическая значимость работы

Полученные результаты могут быть использованы в ходе геолого-съёмочных работ, проводимых геологическими организациями (Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Полярная морская геологоразведочная экспедиция, ВНИИОкеангеология) для совершенствования методики геологического картирования и поисков полезных ископаемых на изучаемой территории.

Аналитические данные, содержащиеся в диссертации, и методические подходы, использованные в работе, могут применяться в учебных целях при чтении лекций и проведении лабораторных занятий по дисциплинам «Генетическая интерпретация строения минеральных агрегатов», «Минеральная термобарометрия», «Петрология».

Получен акт о внедрении результатов диссертации при написании разделов отчета в виде оценки параметров метаморфизма на оазисе Бангера в ФГБУ «ВНИИОкеангеология» от 03 июня 2024 г. (Приложение А).

Методология и методы исследований

Методологической основой исследования стало комплексное применение минералого-петрографических и минерало-геохимических методов (микроструктурных исследований пород, локального анализа минерального вещества, методов минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования минеральных парагенезисов).

Изученная каменная коллекция включает более 150 образцов, детально исследованы 24 образца метаморфических пород (гранулитов). Минеральный состав пород изучался в петрографических шлифах на оптических поляризационных микроскопах Leica, для оценки содержаний минералов использовался планиметрический метод. Валовый химический состав пород определялся полным силикатным анализом (ВНИИОкеангеология, аналитики Н.Л. Лунёва, Л.В. Тесанова, Н.Е. Трофимова). Состав минералов (1300 точек наблюдений) анализировался с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6460LV с системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy (Горный университет, аналитик И.М. Гембицкая), а также с помощью электронного микроскопа JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Для идентификации минералов дополнительно использовался рамановский спектрометр/микроскоп Renishaw InVia (Горный университет, аналитик Е.А. Васильев). Микроэлементный состав минералов (кварца, граната, ортопироксена; 6 образцов, 32 точки анализа) осуществлялся методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) с помощью микроскопа Cameca IMS-4F в Ярославском филиале ФТИАН РАН (аналитики С.Г. Симакин и Е.В. Потапов). Для построения *P-T* траекторий метаморфизма применялся метод изохимических диаграмм (псевдосечений). Моделирование минеральных парагенезисов выполнялось с помощью программы Theriak/Domino версия 01.08.09 (de Capitani, Petrakakis, 2010 [108]) на базе внутренне согласованных термодинамических данных tcdb55c2d (Holland, Powell, 1998, с обновлениями [154]) и ряда моделей активностей компонентов твердых минеральных растворов. Входными данными служили валовые химические анализы горных пород. С учетом относительной «сухости» гранулитового метаморфизма, при построении изохимических диаграмм задавалась пониженная активность воды в системе ($a_{H_2O} < 1$).

В работе использованы обозначения минералов по (Kretz, 1983 [173]).

На защиту выносятся следующие положения:

1. Парагенезис низкоцинкистого герцинита с кварцем и показания минеральных геотермометров («Al-в-ортопироксене», «Ti-в-кварце», тройного полевошпатового, титаномагнетит-ильменитового) свидетельствуют об образовании гранулитов оазиса Бангера в условиях метаморфизма сверхвысоких ($> 900\text{ }^{\circ}\text{C}$) температур.

2. Кварц из метapelитовых гранулитов содержит закономерно-ориентированные включения рутила и герцинита, генезис которых связан с распадом высокотемпературного (около $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$) твердого раствора и пластическими деформациями кварца на ретроградной стадии.

3. Анализ минеральных равновесий гранулитов показывает, что их P – T эволюция описывается траекторией, демонстрирующей: на проградной стадии изобарический (6–7 кбар) нагрев до 940 – $1030\text{ }^{\circ}\text{C}$, на ретроградной стадии – изобарическое (5–6 кбар) охлаждение до $750\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Степень достоверности результатов исследования обусловлена представительностью каменного материала, использованием современных методов локального анализа минерального вещества, выполненного в аккредитованных лабораториях, комплексным подходом к обработке аналитических данных.

Апробация результатов. Основные положения и результаты работы докладывались на следующих семинарах и конференциях: XIII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Korea Polar Research Institute (Incheon, Republic of Korea, 2019); VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (Санкт-Петербург, 2019); X Всероссийской школе молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия» (Черноголовка, 2019); Вузовская научная конференция студентов и молодых ученых «Полезные ископаемые России и их освоение» (Санкт-Петербург, 2020); VII Молодежной конференции «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» (Санкт-Петербург, 2021); XIII Съезде Российского минералогического общества и Федоровская сессия (Санкт-Петербург, 2021); Научной конференции «Геология и геодинамика архея и протерозоя: сходства и различия с фанерозоем» (Петрозаводск, 2022); Годичном собрании РМО и Федоровской сессии (Санкт-Петербург, 2023); XI Open Science Conference during Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR, Pucon, Chile, 2024); V Международной научно-практической конференции «Природная среда Антарктики» (Республика Беларусь, Беловежская пуца, 2024).

Личный вклад автора заключается в постановке и реализации задач исследования, обосновании научных положений; проведении полевых исследований и отборе каменного материала, микроскопическом изучении пород, обработке аналитических данных, расчете параметров минералообразования, построении изохимических диаграмм и их интерпретации.

Публикации. Результаты диссертационной работы в достаточной степени освещены в 14 печатных работах (пункты списка литературы № 1-9, 22, 62-65), в том числе в 1 статье – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание учёной степени доктора наук (далее – перечень ВАК), в 3 статьях – в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus. Получено 1 свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ (Приложение Б, свидетельство № 2021613641, [56]).

Структура работы. Диссертация состоит из оглавления, введения, 6 глав с выводами по каждой из них, заключения, списка сокращений и условных обозначений, списка литературы, включающего 260 наименований, и 4 приложений. Диссертация изложена на 193 страницах машинописного текста, содержит 73 рисунка и 6 таблиц.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность и искреннюю признательность научному руководителю проф. Ю.Л. Гульбину за огромный вклад в формирование личности автора. Особую благодарность автор выражает заместителю генерального директора, заведующего отделом геологии и минеральных ресурсов Антарктики «ВНИИОкеангеология» Г.Л. Лейченкову, сотрудникам «Арктического и антарктического научно-исследовательского института» А.С. Макарову, А.В. Клепикову, М.В. Бугаеву и А.С. Курило, а также сотрудникам «Полярной морской геологоразведочной экспедиции» Д.М. Воробьеву и Р.С. Борзенкову за предоставленную возможность и обеспечении работ в составе 64 РАЭ в регионе исследования. Значительную помощь в проведении лабораторных исследований и обработке результатов оказали Е.А. Васильев, И.М. Гембицкая (Горный Университет), Е.В. Михальский, В.А. Маслов, Н.В. Боровков, Н.Л. Лунёва, Л.В. Тесанова и Н.Е. Трофимова (ВНИИОкеангеология), С.Г. Скублов, О.Л. Галанкина (ИГГД РАН). Всем им автор выражает искреннюю благодарность. Автор признателен всему коллективу кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии Горного университета за полученные знания и особенно Ю.Б. Марину за консультации и напутствия в процессе работы.

Исследование поддержано грантом КНВШ в соответствии с постановлением Правительства Санкт-Петербурга от 25.06.2010 № 823 в 2020 г.

ГЛАВА 1 СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГРАНУЛИТАХ

1.1 Главные особенности вещественного состава гранулитов

Традиционно, под гранулитами понимаются все породы, слагающие комплексы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Термин предлагается использовать преимущественно в региональном контексте. Для разных пород, участвующих в образовании гранулитовых комплексов, следует употреблять традиционные названия: гнейсы, кристаллические сланцы, кальцифиры, чарнокиты [15, 25, 183].

Согласно рекомендациям Подкомиссии по систематике метаморфических пород Международного союза геологических наук [104], гранулиты – это кварц-полевошпатовые и полевошпатовые породы, часто с силлиманитом, содержащие в качестве темноцветных минералов преимущественно безводные феррические силикаты – ортопироксен (гиперстен), клинопироксен (диопсид), кордиерит и гранат. Второстепенными минералами гранулитов выступают роговая обманка и биотит.

Термин «гранулит» близок, но не равнозначен понятию «гнейс, метаморфизованный в условиях гранулитовой фации», поскольку к гранулитам относят в том числе полевошпатовые породы, не содержащие кварца. Термин «гранулит» не следует использовать для ультраосновных и карбонатных пород, а также для кварцитов [104].

В зависимости от содержания темноцветных минералов выделяют фельзические ($M < 30\%$) и мафические ($M > 30\%$) гранулиты, где M – цветовой индекс. В зависимости от типа субстрата – метапелитовые и основные (апобазитовые) гранулиты. В метапелитовых гранулитах (бедных кальцием и насыщенных калием) ортопироксен ассоциирует с ортоклазом и кордиеритом, в metabазитах (богатых кальцием) – клинопироксеном и плагиоклазом.

Д.Р.М. Паттисон и др. (Pattison et al., 2003 [196]), опираясь на валовые составы протолитов, предлагают делить гранулиты на мафические, метапелитовые (высокоглиноземистые) и гранулиты промежуточного состава. Последние имеют $Orx+Pl \pm Grt$ состав и не содержат клинопироксена, роговой обманки (характерных для основных гранулитов) и минералов, обогащенных алюминием (характерных для метапелитовых гранулитов). Протолитом для них служат псаммиты и гранитоидные породы.

Минеральные равновесия в метапелитах в большей степени зависят от температуры и давления по сравнению с metabазитами, которые имеют более сложный минеральный состав [37]. Минеральные парагенезисы метапелитов хорошо моделируются в системе KFMASH. Поэтому эти парагенезисы в первую очередь используются для построения схем минеральных фаций метаморфизма, включая гранулитовую фацию [14, 37].

Согласно схеме субфаций гранулитовой фации для метapelитов (рисунок 1), нижняя граница гранулитовой фации (750–800 °C) совпадает с началом разложения биотита в присутствии кварца и появлением в составе парагенезисов ортопироксена (1):



[14, 37, 196]. Вода, высвобождающаяся в ходе реакции дегидратации, может присутствовать в виде флюида либо растворяться в расплаве, часто возникающем при гранулитовом метаморфизме.

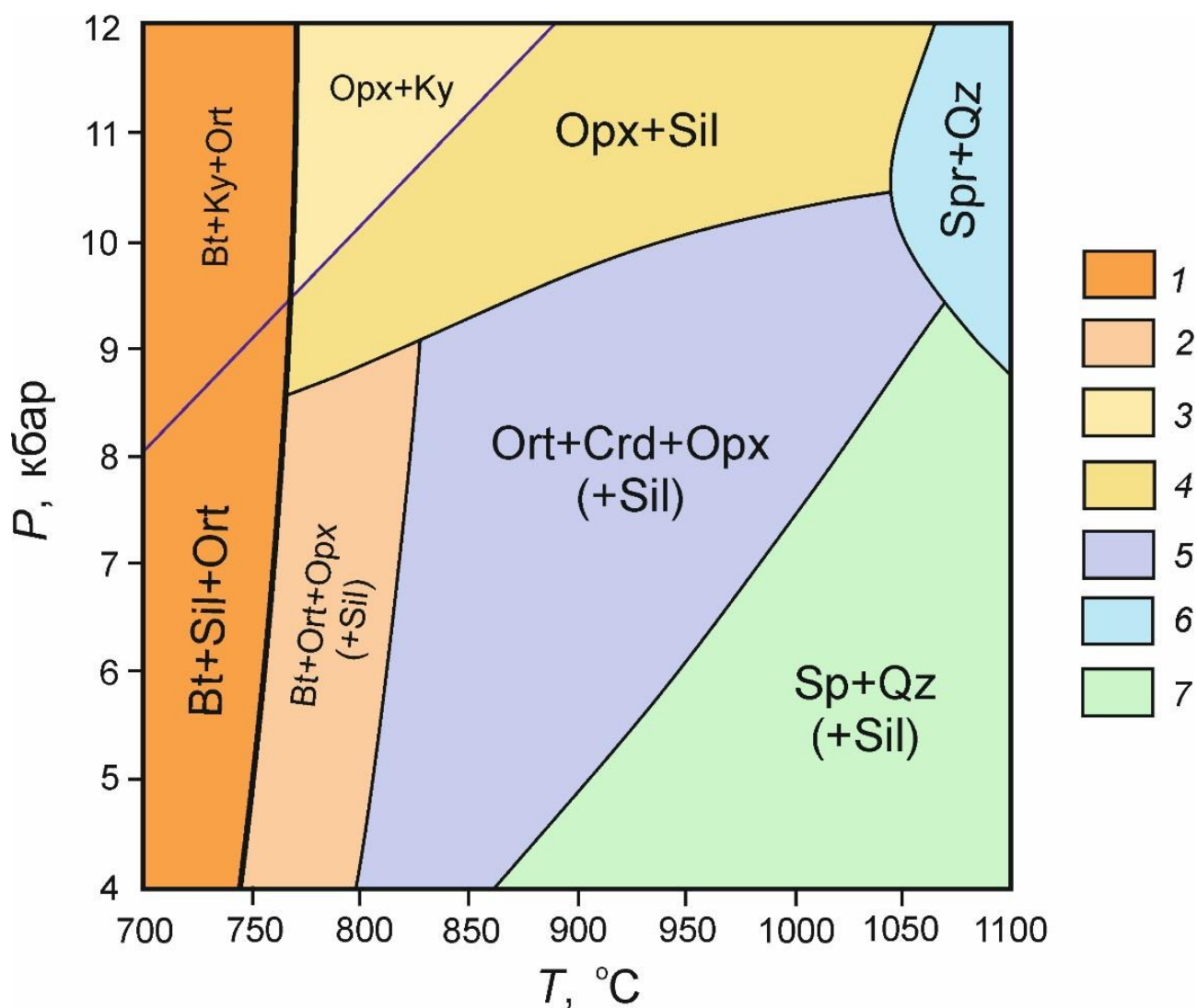
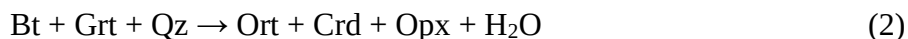


Рисунок 1 – Схема субфаций гранулитовой фации для метapelитов (по: [14] с упрощениями):

1–7 субфации: 1 – гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовая и гранат-биотит-кианит-ортоклазовая (амфиболитовая фация), 2 – гранат-биотит-ортоклаз-гиперстеновая, 3 – кианит-гиперстеновая, 4 – силлиманит-гиперстеновая, 5 – гранат-ортоклаз-кордиерит- гиперстеновая, 6 – сапфирин-кварцевая, 7 – шпинель-кварцевая

Переходная гранат-биотит-ортоклаз-гиперстеновая субфация при повышении температуры сменяется гранат-ортоклаз-кордиерит-гиперстеновой ($P < 8\text{--}9$ кбар). В условиях последней появляются наиболее типичные гранулиты с гранатом, кордиеритом, ортоклазом и

ортопироксеном. Нижняя граница Grt–Ort–Crd–Hy субфации совпадает с реакцией исчезновения биотита (2):



В породах, богатых кальцием, при тех же условиях (8–9 кбар, 800–850 °C) начинает исчезать роговая обманка, которая замещается орто- и клинопироксеном [196] (3):



При более высоких давлениях кордиерит-гиперстеновой субфации соответствует силлиманит-гиперстеновая. По мнению С.П. Кориковского [37] низкобарическая граница Sil–Hy субфации располагается в области 7–7.5 кбар, по данным Д.Р.М. Паттисона и др. (Pattison et al., 2003) [196], С.А. Бушмина, В.А. Глебовицкого [14] – в области 8–9 кбар. Sil–Hy гранулиты встречаются реже, чем Ort–Crd–Hy.

При еще больших давлениях (>11–13 кбар, ~850 °C) ортопироксен теряет устойчивость и замещается парагенезисом граната с клинопироксеном (омфацитом), что знаменует переход от гранулитовой фации к эклогитовой [14, 196].

Наиболее высокотемпературными субфациями гранулитовой фации выступают кварц-сапфириновая и кварц-шпинелевая (рисунок 1).

1.2 Минеральные индикаторы УНТ метаморфизма

Благодаря интенсивным исследованиям гранулитов, проводившимся в последние десятилетия, метаморфизм сверхвысоких (> 900 °C) температур из экзотического явления превратился в закономерный этап эволюции коллизионных орогенов [95, 170]. По этой причине интерес к изучению проявлений УНТ (ultrahigh- temperature) метаморфизма не ослабевает. На геологической карте мира их выявлено уже более 50 [170].

Основная проблема, с которой сталкиваются геологи при изучении гранулитов – трудность выявления минеральных парагенезисов, возникших при сверхвысоких температурах. За исключением относительно редко встречающихся высокомагнезиальных и высокоглиноземистых пород, УНТ гранулиты сложены минеральными ассоциациями, устойчивыми в широком интервале температур и давлений.

В обзорах, посвященных метаморфизму сверхвысоких температур [145, 169], в число парагенезисов, индикаторных для УНТ метаморфизма, включаются парагенетические ассоциации: (1) сапфирина с кварцем, (2) высокоглиноземистого ортопироксена с силлиманитом и кварцем, (3) шпинели с кварцем, (4) осумилит- содержащие парагенезисы.

Они образуются за счет высоко-Mg метапелитов, протолитом для которых служат глинистые отложения, обогащенные существенно магниевыми и существенно алюминиевыми

слоистыми силикатами группы смектитов – монтмориллонитом, бейделлитом, палыгорскитом и др. Примерами таких пород являются бентонитовые глины, слагающие коры выветривания средних и основных вулканических пород, или палыгорскитовые глины, возникающие в результате диагенеза полиминеральных глин, с содержанием MgO 6–8 и более мас. % [43].

Другие виды высокомагнезиальных протолитов представлены: (1) глинисто-эвапоритовыми отложениями [124]; (2) метасоматитами, приуроченными к контактам гранитоидных и высоко-магнезиальных пород, например, чарнокитов и серпентинитов [137]; (3) реститами, возникающими при высокой степени плавления аргиллитового субстрата [252].

По сравнению с обычными умеренно и высоко глиноземистыми пелитами и метапелитами (таблица 1), высокомагнезиальные метапелитовые гранулиты характеризуются близкими содержаниями SiO₂, Al₂O₃, пониженными содержаниями CaO (0.02–0.6 мас. %), Na₂O (0.1–1.4 мас. %) и повышенным содержанием MgO (7–29 мас. %).

Таблица 1 - Химический состав низко- и высокомагнезиальных метапелитов

Компонент	Низко-Mg метапелиты					Высоко-Mg метапелиты					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	59.8	60.3	59.6	64.5	47.5	68.2	57.6	43.2	62.8	65.4	45.0
TiO ₂	-	0.8	1.1	1.0	1.3	0.9	-	-	0.3	1.1	1.4
Al ₂ O ₃	16.6	17.0	21.7	17.2	31.3	13.1	17.3	16.6	19.2	14.9	23.0
FeO*	5.9	6.7	8.2	8.8	7.9	6.5	2.8	6.8	3.7	4.4	7.0
MgO	2.6	2.7	1.9	3.3	9.2	10.6	14.7	28.9	7.3	9.2	17.2
CaO	2.2	1.5	0.6	0.8	0.02	0.06	0.6	0.6	0.1	0.4	0.5
Na ₂ O	1.7	1.5	0.4	1.1	0.12	0.07	0.2	0.5	1.4	1.3	0.5
K ₂ O	3.5	3.6	2.7	2.1	1.1	0.01	5.5	2.1	3.1	0.8	3.2
H ₂ O	2.5	4.3	-	-	0.65	0.63	1.4	1.4	0.8	0.5	1.4
Сумма	94.8	98.4	96.5	98.8	99.1	99.9	99.9	99.9	98.7	98.0	99.2
Mg#	0.44	0.42	0.29	0.40	0.67	0.74	0.90	0.88	0.78	0.79	0.82

Примечание. 1 – средний пелит [215, 232]; 2 – глинистые сланцы [68]; 3 – высокоглиноземистые метапелиты (n = 10), тейская серия, Енисейский кряж [39]; 4 – умеренноглиноземистые метапелиты (n = 7), оазис Бангера, Восточная Антарктида [219]; 5, 6 – осумиллит-сапфирин-кварцевые гранулиты, Земля Эндерби, Восточная Антарктида [114]; 7, 8 – сапфирин-кварцевые гранулиты, гранулитовый пояс Восточный Гхатс, Индия [110]; 9–11 – ортопироксен-силлиманитовые гранулиты, Земля Эндерби, Восточная Антарктида [136]. Mg# = Mg/(Mg+Fe) ат.

1.2.1 Парагенезис сапфирина + кварц

Сапфирин – цепочечный алюмосиликат магния, бедный кремнеземом (SiO_2 11–13 мас. %). Образуется при метаморфизме высокомагнезиальных и высокоглиноземистых пород (для того, чтобы в породе присутствовал сапфирин, должно выполняться условие $\text{Mg\#} > 0.65$). Встречается в ассоциации с кварцем, кордиеритом, силлиманитом, шпинелью и ортопироксеном. Парагенезис Spr+Qz является наиболее высокотемпературным парагенезисом гранулитовой фации. Согласно расчетным и экспериментальным данным, в системе KFMASH он становится устойчивым при температуре более 1000 °C (рисунок 2).

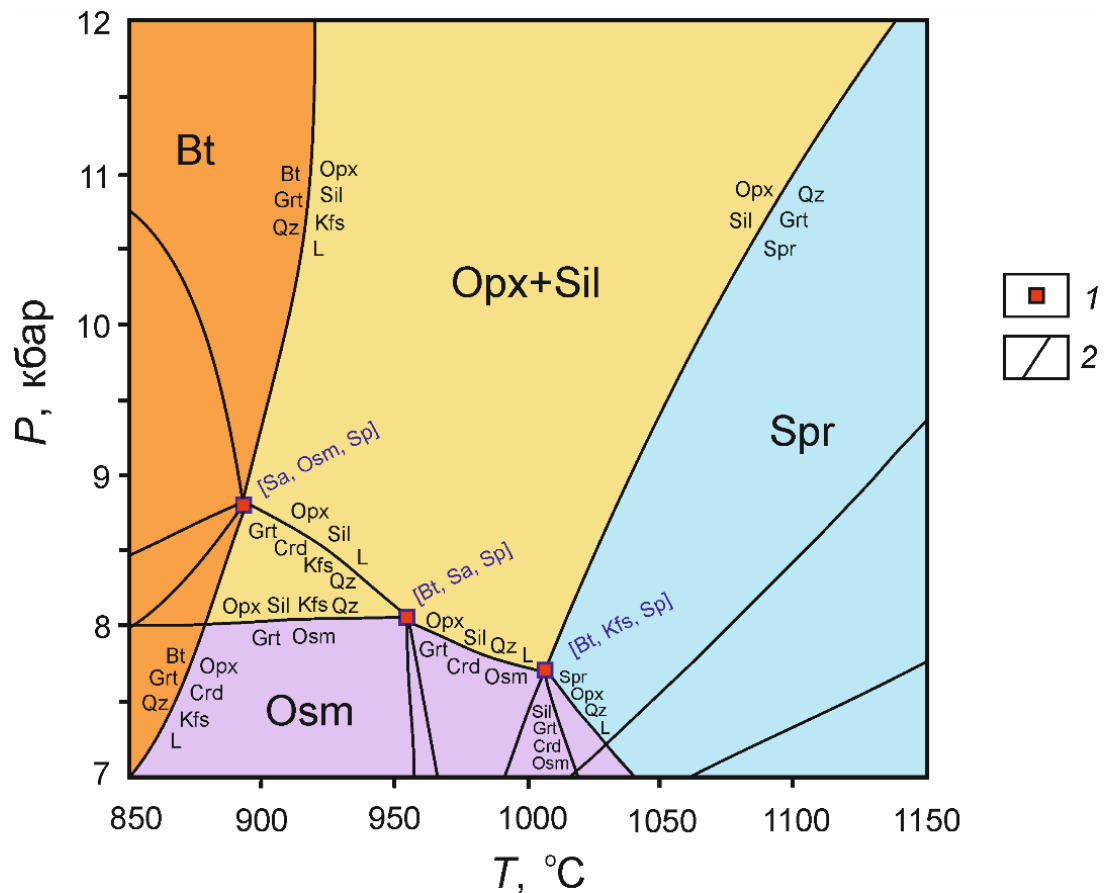


Рисунок 2 – Петрогенетическая сетка, построенная в системе KFMASH для кварц-содержащих парагенезисов, встречающихся в высоко-Mg метapelитах (по: [145, 168] с упрощениями). 1 – инвариантные точки, 2 – линии моновариантных равновесий. Залитые поля соответствуют областям устойчивости парагенезисов сапфирина (голубой), осумилита (сиреневый), биотита (коричневый) и ассоциации ортопироксен + силлиманит (желтый)

Признаком равновесия сапфирина и кварца считается непосредственный контакт зерен двух минералов, включая симплектитовые срастания; часто, однако, зерна сапфирина на границе с кварцем бывают окружены короной, состоящей из силлиманита и ортопироксена. Эта корона возникает на ретроградной стадии метаморфизма благодаря реакции (4):



которая протекает при повышенных давлениях (8–12 кбар) и соответствует переходу от силлиманит-ортопироксеновой к сапфирин-кварцевой субфации.

На устойчивость парагенезиса Spr+Qz влияют: (1) активность воды в системе и (2) вхождение в структуру сапфирина Fe^{3+} , содержание которого может достигать 40 мол. % от содержания общего железа [90] и более (вплоть до полного отсутствия Fe^{2+} [125]) при среднем содержании 24 мол. % от Fe_{TOT} [45]. Согласно экспериментальным данным, повышение активности воды стабилизирует парагенезис Spr+Qz в области более высоких температур и давлений. Результаты моделирования в системе KFMASH [170] показывают, что в присутствии магнетита нижний температурный предел устойчивости парагенезиса Spr+Qz снижается до 920 °C (при давлении 8.5 кбар).

Согласно расчетам К.К. Подлесского [45, 46] в системе FMAS, в «сухих» условиях предел устойчивости парагенезиса Spr+Qz может опускаться до температур, меньших 900 °C град (835–900 °C при давлениях 6–6.5 кбар). Пониженную температуру кристаллизации имеет сапфирин и в породах, недосыщенных SiO_2 (не содержащих кварца).

1.2.2 Парагенезис высокоглиноземистый ортопироксен + силлиманит ± кварц

В сравнении с предыдущей ассоциацией, этот парагенезис более широко распространен в породах из проявлений УНТ метаморфизма [169]. Как и в случае парагенезиса Spr+Qz, необходимым условием для его появления выступает повышенная магнезиальность протолита ($\text{Mg\#} > 0.60\text{--}0.65$; [167]). По данным моделирования в системе KFMASH, парагенезис Орх+Sil±Qz стабилизируется при давлении более 8 кбар и температуре более 900 °C (рисунок 2). По другим данным, тот же парагенезис сохраняет стабильность при температурах 770–790 °C (для давления 9 кбар; [14]), а в «сухих» системах – при еще более низких температурах [145].

Поэтому роль индикатора сверхвысокой температуры метаморфизма парагенезис Орх+Sil±Qz играет только в том случае, когда в его состав входит ортопироксен с необычно высоким (> 8 мас. %) содержанием Al_2O_3 .

Признаком равновесия ассоциации Орх+Sil выступает наличие контактов зерен двух минералов; нередко по этим контактам развиваются ретроградные кордиеритовые короны [169].

1.2.3 Осумилитсодержащие парагенезисы

Осумилит – калиевый минерал, парагенезисы которого моделируются в системе KFMASH (рисунок 2). Встречается в магнезиальных метапелитах при пониженном давлении (< 8 кбар): в

ассоциации с кордиеритом, ортопироксеном и кварцем при температуре меньше 900 °С, в ассоциации с гранатом, силлиманитом, сапфирином при температуре больше 900 °С [145].

1.2.4 Парагенезис шпинели (герцинита) с кварцем

Алюмошпинели (промежуточные члены ряда шпинель–герцинит) часто наблюдаются в составе метapelитовых гранулитов, слагающих комплексы с парагенезисами диагностическими для метаморфизма сверхвысоких температур (Spr+Qz, Sil+Qz, Osm+Grt и др.). По данным моделирования в системе FMAS (рисунок 3), шпинель стабилизируется при пониженных давлениях (< 6.5–8 кбар). В этих условиях она часто ассоциирует с кордиеритом, в том числе с образованием симплектитовых агрегатов, замещающих силлиманит, появление которых связано с реакцией (5):



протекающей на фоне декомпрессии [98]. Парагенезис Sp+Qz становится устойчивым при температуре более 900–950 °С (для давлений 4–7 кбар) вследствие реакции (6):

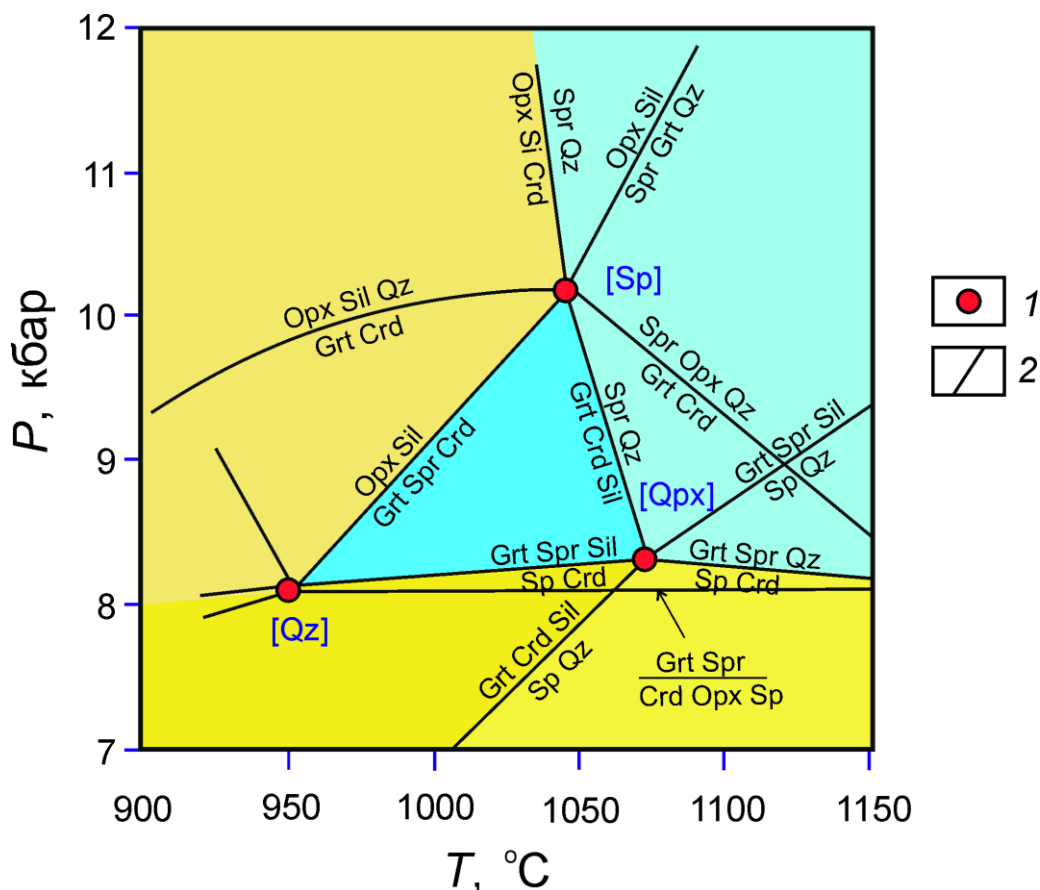


Рисунок 3 – Петрогенетическая сетка, построенная в системе FMAS для метapelитов (по: [142] с изменениями). 1 – инвариантные точки, 2 – линии моновариантных равновесий. Залитые поля соответствуют областям устойчивости парагенезисов сапфирина (синий, голубой), шпинели (желтый, светло-желтый) и ассоциации ортопироксен + силлиманит (светло-коричневый)

Этот парагенезис является диагностическим для УНТ метаморфизма при условии, что в него входит «чистый» герцинит. Однако природные алюмошпинели в гранулитах нередко содержат примесь цинка, содержание которого может составлять многие проценты – первые десятки процентов, благодаря чему в составе парагенезисов появляются алюмошпинели, относящиеся к ряду герцинит–ганит [130, 260]. Согласно экспериментальным данным [194], вхождение Zn в структуру шпинели, ассоциирующей с кварцем, расширяет поле ее устойчивости в область пониженных температур и повышенных давлений. Другим фактором, понижающим температуру парагенезиса $Sp+Qz$ (до значений $< 900\text{ }^{\circ}\text{C}$), является повышение активности кислорода и вхождение в структуру шпинели Fe^{3+} [253].

Присутствие в гранулите низкоцинкистой шпинели и кварца не всегда означает, что они находятся в равновесии, и поэтому не обязательно указывает на сверхвысокую температуру метаморфизма. В этой связи специальное внимание уделяется наличию общих границ зерен двух минералов. Нередко вдоль этих границ развиваются ретроградные короны кордиерита [169].

1.3 Режим воды и роль процессов частичного плавления при образовании гранулитов

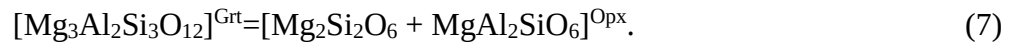
Ряд признаков указывает на пониженную активность воды в ходе гранулитового метаморфизма. Об этом, в частности, свидетельствует состав флюидных включений в минералах: в них преобладает CO_2 (так называемые «сухие флюиды») [11]. Важную роль в «обезвоживании» флюидов могут играть процессы частичного плавления. Образование расплавов в условиях верхней амфиболитовой фации приводит к тому, что большая часть воды растворяется в магматической жидкости, тогда как реститы – гранулиты сохраняют устойчивость при более высоких температурах по сравнению с водонасыщенным гранитовым солидусом. По оценкам В.С. Соболева и Н.Л. Добрецова [24], парциальное давление воды (P_{H_2O}) в условиях гранулитовой фации составляет 0.2–0.4 от общего давления флюида ($P_{\text{флюид}}$). Эти пределы соответствуют характерным температурам плавления пород гранитового ($\sim 800\text{ }^{\circ}\text{C}$) и базальтового ($\sim 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$) состава, слагающих гранулитовые комплексы.

1.4 Термобарометрия гранулитов

Определение параметров метаморфизма осуществляется с помощью минеральных термобарометров (уравнений обменных реакций и реакций смещенного равновесия, описывающих фазовые превращения, уравнений распада твердых минеральных растворов) и метода изохимических диаграмм, в основу которого заложен принцип фаций метаморфизма Эскола (при заданных температуре и давлении горная порода заданного химического состава характеризуется определенным минеральным парагенезисом). Для построения изохимических

диаграмм применяются программы THERMOCALC [201], PERPLEX [103], Theriak/Domino [108] и базы согласованных термодинамических данных [154], и др.

Основная проблема термобарометрии гранулитов – «сбрасывание» показаний минеральных геотермометров на ретроградной стадии метаморфизма в результате переуравновешивания составов сосуществующих минералов под влиянием внутрикристаллической диффузии. В первую очередь это касается геотермометров, основанных на реакциях обменного равновесия минералов относительно фермических компонентов и кальция (гранат-кордиеритового, гранат-клинопироксенового, двупироксенового, шпинель-кордиеритового и др.). Более низкими коэффициентами внутрикристаллической диффузии по сравнению с Mg, Fe и Ca обладает Al. Этот элемент входит в состав ортопироксена благодаря чермаковскому замещению $(\text{Mg,Fe}^{2+}) + \text{Si}^{4+} = \text{Al}^{3+(\text{IV})} + \text{Al}^{3+(\text{VI})}$, которое в присутствии граната контролируется реакцией (7):



Растворимость Al_2O_3 в ортопироксене растет с увеличением температуры. При построении геотермометра приходится учитывать роль давления и неидеальность твердых растворов Opx и Grt. Построенный на этой основе «Al-в-ортопироксене» термобарометр [71, 133] учитывает роль давления и в наименьшей степени подвержен влиянию ретроградных изменений.

Другими примерами геотермометров с высокой температурой закрытия минеральных систем, которым отдается предпочтение при оценке условий образования гранулитов, особенно УНТ комплексов, выступают так называемые «примесные» (trace element) геотермометры: «Ti-в-цирконе», «Zr-в-рутиле» и «Ti-в-кварце». Циркон и титансодержащие минералы (рутил, ильменит) являются типичными аксессуарами гранулитов. Титан входит в состав циркона как изоморфная примесь, при этом, с учетом низких концентраций, твердый раствор Ti в цирконе считается идеальным. С ростом температуры, благодаря обменным реакциям с титансодержащими минералами, содержание Ti в цирконе увеличивается по экспоненте. Калибровка «Ti-в-цирконе» геотермометра базируется на экспериментальных данных и изучении природных образцов, содержащих циркон и рутил, температура метаморфизма которых определена независимыми методами [254]. Сходные основания использованы для построения «Zr-в-рутиле» геотермометра [254]. По экспериментальным данным, коэффициенты внутрикристаллической диффузии Ti в цирконе меньше, чем Zr в рутиле. Тем не менее, существует мнение о большей устойчивости «Zr-в-рутиле» геотермометра к ретроградным изменениям в связи с распадом твердого раствора Zr в рутиле и образованием микровключений циркона или бадделеита, препятствующем выносу примеси Zr из рутила при охлаждении [170].

По сравнению с вышеописанными геотермометрами, «Ti-в-кварце» геотермометр пока не нашел широкого применения для оценки условий формирования УНТ гранулитов [170]. Отчасти это связано с тем, что первое калибровочное уравнение «Ti-в-кварце» геотермометра, основанное на экспериментальных данных, не учитывало роли давления [251]. В более поздних работах [156, 240] было показано, что при одном и том же давлении растворимость Ti в кварце может отличаться примерно в три раза (в интервале температур 700–850 °C). Исследователи [156] объяснили это различие кинетическими причинами – более высокой скоростью роста кварца в опытах [240], где достигалась более высокая растворимость. Устойчивость (робастность) «Ti-в-кварце» геотермометра стала предметом обсуждения в связи с результатами экспериментов, согласно которым кварц характеризуется сравнительно высокими коэффициентами внутрикристаллической диффузии Ti при температуре более 900 °C [93]. Влияние этого фактора может нивелироваться за счет распада твердого раствора Ti в кварце с образованием микровключений рутила и шпинели [22, 129].

К числу сольвусных геотермометров, применяемых для оценки пиковых условий гранулитового метаморфизма, относятся трех-полевошпатовый и титаномагнетит-ильменитовый геотермометры. Первый базируется на явлении распада полевых шпатов как промежуточных членов тройной системы An-Ab-Ort. В его основе лежит метод определения состава реинтегрированного мезопертитового калиевого полевого шпата и антипертитового плагиоклаза [152]. Второй учитывает процессы, связанные с распадом и окислением твердого раствора магнетит-ульвошпинель [89]. Хотя, в большинстве случаев, составы сосуществующих титаномагнетита и ильменита отражают условия ретроградной стадии, известны примеры метапелитовых гранулитов, содержащих титаномагнетит с повышенным содержанием ульвошпинелевого минала, что указывает на сверхвысокую (>900 °C) температуру его кристаллизации [195].

Метод изохимических диаграмм [154] позволяет рассчитывать составы минеральных парагенезисов для заданных температуры, давления и валового состава горной породы. Сравнивая модельные парагенезисы с теми, которые наблюдаются в образце, исследователь решает обратную задачу: ограничивает P – T параметры метаморфизма вычисленными значениями. Для получения более точного результата используется метод изоплет: на изохимические диаграммы наносятся линии равных содержаний миналов в твердых растворах (пиропового минала в гранате и др.). В случае пород низких и средних ступеней метаморфизма моделирование обычно выполняется при условии избытка H_2O в системе. В случае гранулитов решение задачи усложняется из-за неопределенности в содержании (или активности) водного компонента. Иными словами, в ходе моделирования приходится дополнительно оценивать

величину активности $a_{\text{H}_2\text{O}}$, при которой имеет место соответствие между модельными и наблюдаемыми парагенезисами.

1.5 P – T траектории и реконструкция геодинамических обстановок формирования гранулитовых комплексов

Гранулиты широко распространены в докембрийских структурах земной коры. Они входят в состав древних щитов и складчатых поясов, в пределах которых проявлен метаморфизм верхней амфиболитовой и гранулитовой фаций. Хотя известны и широко распространены архейские гранулиты, большинство гранулитовых комплексов имеет палео-, мезо- и неопротерозойский возраст [12, 15, 84, 92, 99, 183, 250].

Наиболее типичными геодинамическими обстановками формирования гранулитовых комплексов выступают: зоны межконтинентальной коллизии, зоны аккреции и задугового спрединга, области внутриконтинентального рифтинга. Как правило, расшифровка геодинамической обстановки требует не только знания геологического строения территорий, но и проведения детальных минералого-геохимических исследований. Ключевую роль здесь играет реконструкция P – T – t траекторий, основанная на: (1) детальных петрографических наблюдениях и микроструктурном анализе минеральных агрегатов, (2) минеральной термобарометрии и моделировании минеральных парагенезисов методом изохимических диаграмм (псевдосечений), (3) данных геохронологии. P – T эволюция гранулитовых комплексов описывается траекториями, закрученными по часовой стрелке (clockwise, CW), либо против часовой стрелки (counterclockwise, CCW). По преобладающим тенденциям изменения температуры и давления на ретроградной стадии выделяют P – T траектории, демонстрирующие [135] изотермическую декомпрессию (near-isothermal decompression, ITD) или изобарическое охлаждение (near-isobaric cooling, IBC) гранулитовых комплексов после достижения пиковых условий.

Наиболее распространены гранулиты с P – T траекториями, закрученными по часовой стрелке. Нередко у подобных траекторий максимальная температура достигается после достижения максимального давления; в этих случаях пиковые условия метаморфизма следуют за этапом деформаций. Интерпретация подобных траекторий дается в рамках тектоно-термальной модели Ингланда-Томпсона (England, Thompson, 1984) [115], которая описывает коллизию двух континентальных литосферных плит как «мгновенное» удвоение мощности нормальной земной коры, опускание блоков земной коры на глубину по системе надвигов и эволюцию утолщенной коры, включающую нагрев за счет радиогенного тепла и апифт. CW траектории часто демонстрируют резкое падение давления после достижения максимальных температур и давлений – изотермическую декомпрессию (чаще на 2–4 кбар, иногда более). Эту особенность

также интерпретируют в рамках модели Ингланда-Томпсона и считают признаком коллизионной обстановки метаморфизма.

Декомпрессионные (ITD) траектории наиболее характерны для высокобарических (>10 кбар) гранулитовых комплексов [54], в состав которых входят как мафические, так и фельзические гранулиты. Примером последних служат фельзические гранулиты Богемского массива, сложенные ассоциацией Grt–Ky–Kfs (мезопертит)–Qz [172]. Минеральными индикаторами декомпрессии в этих породах выступают: плагиоклазовые и гранатовые короны вокруг кианита; агрегаты плагиоклаза и шпинели (корунда), замещающие кианит; ильменитовые оторочки, окружающие и частично замещающие рутил; ортопироксен-кордиеритовые короны вокруг граната, образующиеся за счет реакции $\text{Grt} + \text{Qz} \rightarrow \text{Opx} + \text{Crd}$; полиморфное превращение кианита в силлиманит; наличие у зерен граната ядер, обогащенных гроссуляровым компонентом (X_{Grs} до 20 мол.%), и низко-Са краевых зон; [54, 172].

IBC траектории встречаются не менее часто и демонстрируют изобарическое охлаждение гранулитовых (в том числе УНТ) комплексов как на средних (5–7 кбар, 15–20 км), так и больших (8–10 кбар, 25–35 км) глубинах [54, 135]. Считается, что подобные траектории являются свидетельством «долгого времени жизни» гранулитов, т.е. большой длительности метаморфизма (многие десятки млн лет) в противоположность ITD траекториям, которые характерны для «короткоживущих» орогенов [170]. IBC траектории могут быть закручены как по часовой стрелке, так и против часовой стрелки.

Примером гранулитового УНТ комплекса с IBC траекторией, сформированного при повышенных давлениях, является Канский гранулитовый комплекс Ангаро-Канского блока Сибирской платформы [230]. Данные минеральной термобарометрии сапфириносодержащих гнейсов и особенности минерального состава пород (присутствие ассоциации Opx–Sill и отсутствие в парагенезисах кордиерита) свидетельствуют о изобарическом охлаждении гранулитовой толщи при давлении ≥ 9 кбар. Длительность гранулитового метаморфизма оценивается интервалом ~50 млн лет. При интерпретации, построенной P – T – t траектории, авторы опираются на геодинамическую модель «большого горячего орогена» (large hot orogen) [147]. Ими выделяются: (1) ранняя коллизионная стадия метаморфизма, сопровождавшаяся внедрением лейкогранитов, и (2) более поздняя стадия, в ходе которой достигались условия метаморфизма сверхвысоких температур, после чего гранулитовая толща остывала в условиях растяжения земной коры [230].

Другой пример – Fe-Al гранулиты УНТ комплекса Онголе, Восточный Гатский пояс, Индия с пиковой ассоциацией Grt–Sp–Al–Opx–Crd–Kfs (мезопертит), сформированные при умеренных давлениях (6.5–7 кбар) [211]. Наличие в этих породах Opx–Sil±Ky±Sp симплектитов, замещающих кордиерит, а также высоко-Са кайм у зерен граната говорит о росте давления на

ретроградной стадии. P – T траектория, построенная с учетом данных минеральной термобарометрии и метода изохимических диаграмм, закручена против часовой стрелки и демонстрирует: сначала – изобарический нагрев, затем – охлаждение в режиме компрессии (до 9.5 кбар). Двухстадийная эволюция гранулитов рассматривается как результат интенсивного островодужного магматизма (проградная стадия) и последующей аккреции островной дуги к окраине континента (ретроградная стадия) [211].

Последний пример демонстрирует тесную связь гранулитовых комплексов умеренных глубин с областями растяжения земной коры (областями задугового спрединга), характерными для субдукционно-аккреционных орогенов [100, 101, 147]. Важную роль в их эволюции играет магматический андерплейтинг (магматическое подслаивание, увеличение мощности земной коры в результате внедрения в ее нижнюю часть базальтовой магмы) [208, 255]. Поэтому гранулиты, сформированные в обстановках растяжения, тесно ассоциируют с интрузиями основного состава и проявлениями чарнокитового магматизма, которые интерпретируются как результат частичного плавления нижних горизонтов земной коры под воздействием мантийных тепловых потоков. Более подробно вопросы эволюции аккреционных орогенов будут рассмотрены в разделе, посвященном геодинамической интерпретации результатов исследования (раздел 6.7).

Выводы по главе 1

Гранулиты представляют собой высокоградные метаморфические породы кварц-полевошпатового и полевошпатового (без кварца) составов, содержащие безводные фемические силикаты – ортопироксен, клинопироксен, кордиерит и гранат. Индикаторными парагенезисами для УНТ метаморфизма служат ассоциации сапфирина с кварцем, высокоглиноземистого ортопироксена с силлиманитом и кварцем и низкоцинкистой шпинели с кварцем. Ряд признаков указывает на пониженную активность воды в ходе гранулитового метаморфизма. Эффективными инструментами термобарометрии гранулитов выступают «Al-в-ортопироксене» термобарометр, «примесные» термобарометры («Ti-в-кварце» и др.), сольвусные геотермометры, а также метод изохимических диаграмм.

Большое значение для определения геодинамических обстановок формирования гранулитовых комплексов имеет реконструкция P – T траекторий. Гранулитовые комплексы, связанные с зонами межконтинентальной коллизии, характеризуются траекториями IDT вида (демонстрирующими изотермическую декомпрессию), которые отражают эволюцию утолщенной коры, включающую нагрев за счет радиогенного тепла и аплифт. Гранулитовые комплексы, приуроченные к зонам субдукции (зонам задугового спрединга), характеризуются траекториями IBC вида (демонстрирующими изобарическое охлаждение), которые отражают важную роль магматического андерплейтинга в областях растяжения земной коры.

ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Главные черты геологического строения Восточной Антарктиды

2.1.1 Геологическая изученность

Восточной Антарктидой называют обширную область Антарктического материка, расположенную к северо-востоку от протяженной горной цепи, пересекающей материк в северо-западном направлении (Трансантарктических гор). В геологическом отношении Восточная Антарктида представляет собой эпидокембрийскую платформу, большая часть которой лишена осадочного чехла, т.е. является кристаллическим щитом. Второй главный геоструктурный элемент материка – фанерозойский Западно-Антарктический орогенный пояс, состоящий из серии разновозрастных (от неопротерозоя–кембрия до кайнозоя) складчатых систем, располагающихся кулисообразно и последовательно омолаживающихся в направлении тихоокеанской окраины континента (рисунок 4).

Планомерное изучение Восточной Антарктиды ведется с середины прошлого века. Благодаря исследованиям отечественных и зарубежных геологов собран обширный материал по стратиграфии, тектонике, метаморфизму, магматизму и минерализации этой территории, главным образом ее прибрежных районов, граничащих с Атлантическим и Индийским океанами и свободных от ледового покрова [16, 30, 31, 34, 40, 49, 50, 51, 53, 57, 58, 60, 61, 73, 78, 80, 81, 82, 141, 143, 163, 164, 184, 185, 216, 242 и др.]. По результатам работ составлены сводные геологические и тектонические карты/схемы региона [19, 20, 32, 33, 52, 105, 117, 126, 127 и др.]. В геологическом строении Восточно-Антарктического щита принимают участие раннедокембрийские (архей-палеопротерозойские) области ранней консолидации – древние протократоны [35] и «спаивающие» их, более молодые мезо- и неопротерозойские складчатые комплексы. Последние объединяются в подвижный пояс субширотного простирания (Вегенер-Моусонский по Е.Н. Каменеву, Циркум-Восточно-Антарктический по М. Ёшиде), протягивающийся (с перерывами) более чем на 4000 км вдоль северо-восточной оконечности материка. Накопленные к настоящему времени геологические данные свидетельствуют о сложном строении и многоэтапном полициклическом развитии орогена. Возрастной пик эндогенной активности в его пределах попадает в интервал 1150–950 Ма, что соответствует гренвильской эпохе тектогенеза. Возраст наиболее молодых тектоно-термальных событий совпадает с границей неопротерозоя и палеозоя (около 550–500 Ма), что указывает на важную роль панафриканского орогенеза на завершающих этапах эволюции протерозойских комплексов [18, 35, 40, 82, 186].

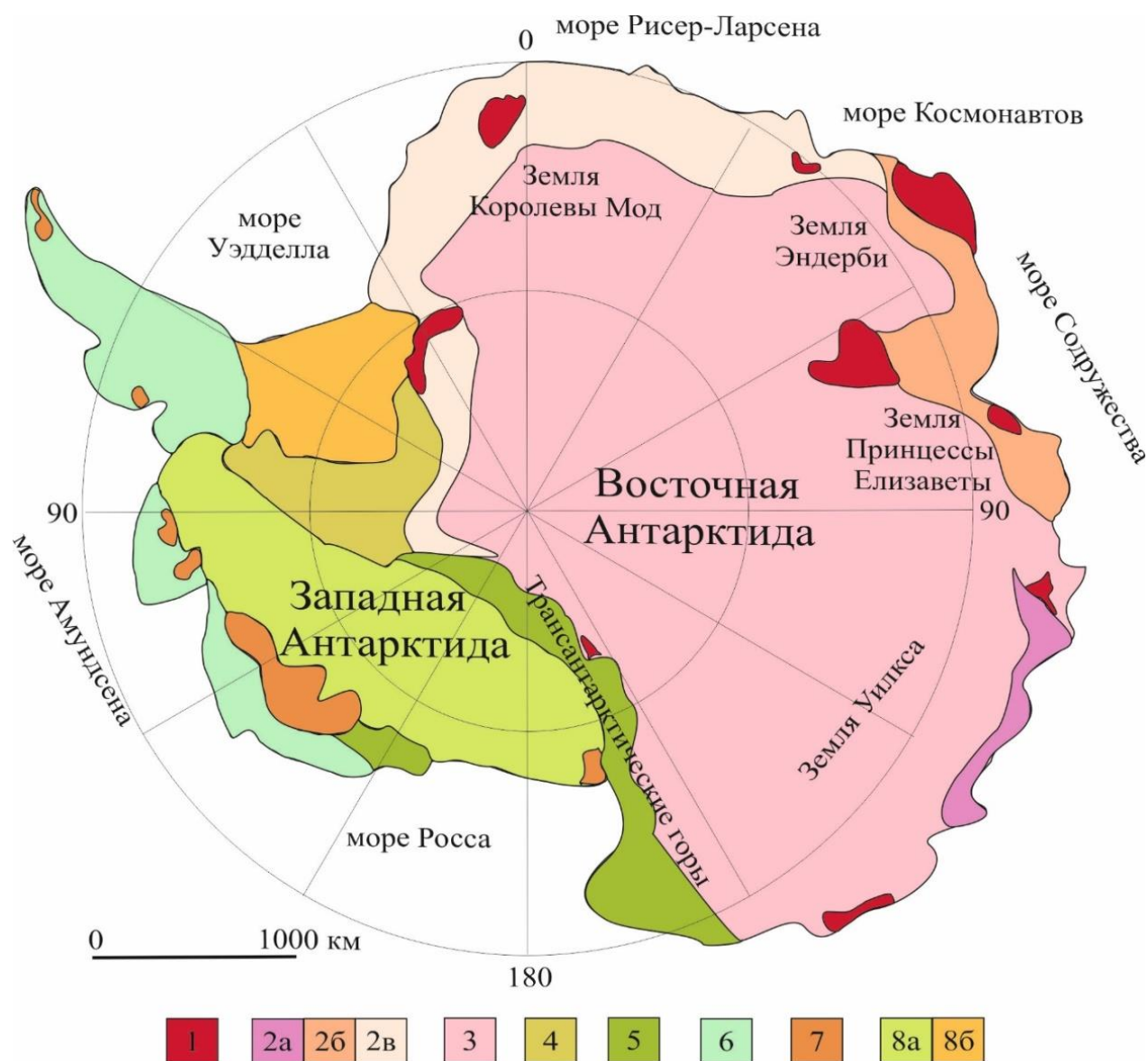


Рисунок 4 – Тектоническая схема Антарктиды (по: [126] с упрощениями): 1 – архейские кратоны; 2 – протерозойские орогены, развивавшиеся: а – 1800–1150, б – 1400–900, в – 1150–900 млн лет назад; 3 – недифференцированный докембрийский фундамент; 4 – внутриплитные складчатые зоны; 5 – Русский ороген (600–500 млн лет); 6 – складчатый пояс Западной Антарктиды (антарктическое продолжение Андского пояса) – полифазная орогенная система, состоящая из фанерозойских магматических дуг; 7 – позднекайнозойская вулканическая провинция; 8 – рифтогенные осадочные бассейны: а – пермо-триасовый, б – позднемезозойско-кайнозойский

2.1.2 Тектонические провинции Восточно-Антарктического подвижного пояса (ВАПП)

Согласно одной из схем тектонического районирования ВАПП, основанной на результатах U-Pb датирования циркона и геодинамических реконструкциях [117, 186], в состав

пояса входят три главные тектонические провинции: провинция Мод, Рейнерская провинция и провинция Уилкса (рисунок 5).

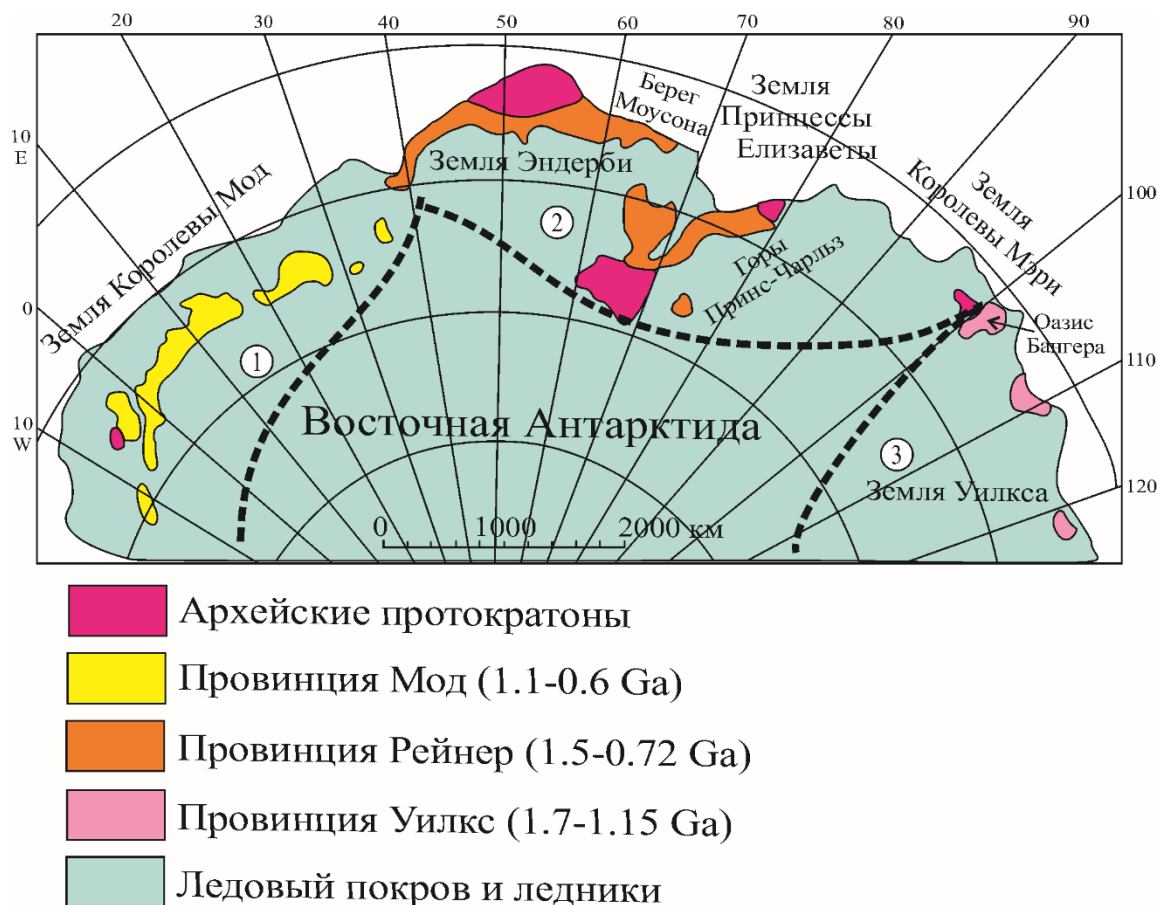


Рисунок 5 – Схема тектонического районирования Восточно-Антарктического подвижного пояса (по: [117, 186, 187] с упрощениями)

2.1.2.1 Провинция Мод

Провинция Мод располагается на Земле Королевы Мод. В ее западной части находится протократон Грюнехогна (Grünegogna), сложенный древними, архейскими (~3000 Ma) гнейсо-гранитами. Рядом исследователи он рассматривается в качестве фрагмента южноафриканского кратона Калахари [128, 140, 158]. Большая часть провинции сформирована пара- и ортогнейсами мезо-неопротерозойского подвижного пояса Мод. В центральной части провинции в составе орогена выделяется кристаллический гумбольдтский комплекс [51]. Породы, составляющие ороген, были метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций на рубеже 1090–1050 Ma [72, 128, 159, 161]. Метаморфизм сопровождался внедрением синорогенных и посторогенных гранитоидных интрузий [35]. Более позднее тектоно-термальное событие в регионе датируется возрастом около 500 млн лет [128]. Согласно существующим геодинамическим реконструкциям, рассматриваемая часть ВАПП является сегментом суперконтинента Гондвана, распавшегося в мезозое. Некоторые авторы, опираясь на близость геологического строения провинции Мод и

провинции Намакуа-Натал (Namaqua-Natal) в Южной Африке, полагают, что они входили в состав единого подвижного пояса [117, 159].

2.1.2.2 Рейнерская провинция

Рейнерская провинция протягивается от Земли Эндерби до Земли Королевы Мэри. На Земле Эндерби располагается самый крупный и древний из протократонов – гранулит-чарнокит-эндербитовый комплекс Нейпир (Napier) [31, 35]. Возраст протолита слагающих его гранитовых и тоналитовых ортогнейсов составляет (а возможно и превышает) 3850 Ма [60, 138, 143]. Породы комплекса неоднократно подвергались гранулитовому метаморфизму. В неоархее были сформированы уникальные проявления УНТ метаморфизма – сапфирин-содержащие парагенезисы в высоко-магнезиальных метапелитах с самой высокой из известных сегодня температур корового метаморфизма 1050–1120 °С [35, 140]. Под воздействием гренвильского тектоно-термального события (1200–950 Ма) породы комплекса Нейпир были частично переработаны и вошли в состав Рейнерского подвижного пояса, сложенного орто- и парагнейсами, кристаллическими сланцами и основными гранулитами [51].

Продолжением Рейнерской провинции на востоке служат архейский кратон Вестфолль (Vestfold) (Земля МакРобертсон, восточное побережье залива Прюдс), Рейнерская и Рукерская подвижные зоны (центральная и южная часть гор Принс-Чарльз). Кратон Вестфолль, сложенный преимущественно тоналит-гранодиоритовыми ортогнейсами, сформировался на границе архея и протерозоя (2520–2480 Ма) [42, 140]. Рукерская зона имеет двухъярусное строение: в ее основании залегает гранито-гнейсовый фундамент архейско-палеопротерозойского возраста (блок Моусон), который перекрыт в метаосадочными толщами протерозоя. В ходе двух тектоно-термальных событий (орогении Рейнер 1050–995 Ма и орогении Прюдс 580–500 Ма) породы супракrustального комплекса были метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [21, 42]. Рейнерская зона объединяет выходы тоналитовых, гранит-гранодиоритовых, гранитовых ортогнейсов и подчиненных гранат-биотитовых гнейсов; метаморфические комплексы здесь имеют сложную геологическую историю с несколькими пиками тектоно-термальной активности в интервале 1200–800 Ма, осложненную внедрением крупных плутонов чарнокитов на рубеже 1050–950 Ма [35, 42, 79, 171].

Геологические корреляции между Рейнерской провинцией и провинцией Восточные Гаты (Индия) служат основанием для их отнесения к единому гренвильскому подвижному поясу, возникшему в результате межконтинентальной коллизии [117]. По другим оценкам комплекс Нейпир в более раннее время (1600 Ма) составлял единое целое с кратоном Дарвар (Dharwar), Южная Индия [146].

2.1.2.3. Провинция Уилкс

Провинция Уилкс располагается преимущественно на Земле Уилкса, а также включается в себя Землю Адели и Берег Георга V (часть побережья Земли Виктории). Выходы докембрийских пород здесь немногочисленны и приурочены к оазису Бангера (Bunger Hills) и островам Уиндмилл. Оазис Бангера сложен тоналитовыми и гранодиоритовыми ортогнейсами, возраст магматического протолита которых составляет 2700 Ма [245]. С неоархейскими породами ассоциирована палеопротерозойская толща переслаивания ортогнейсов (1750–1650 Ма) и парагнейсов (1490–1370 Ма) [217, 245]. Возраст гранулитового метаморфизма толщи (1240–1150 Ма) [244] близок к времени внедрения интрузий чарнокитоидов (1170–1150 Ма) [217].

На островах Уиндмилл развиты глубоко метаморфизованные кварц-полевошпатовые плагиогнейсы, метаосадочные породы, мафические сланцы, мигматиты, силикатные мраморы. С временем метаморфизма (1340–1310 Ма), протекавшего в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, совпало внедрение синкинематических плагиогранитоидов [199]. Повторный метаморфизм гранулитовой фации имел место на рубеже 1210–1170 Ма и сопровождался внедрением интрузий чарнокитов (1163 Ма).

В рамках геодинамической реконструкции Австрало-Антарктического сегмента Гондваны, провинция Уилкс рассматривается как юго-западная оконечность мезопротерозойского складчатого пояса Олбани-Фрейзер, приуроченного к южной окраине австралийского кратона Йилгарн [42, 219, 246].

2.1.3. История геологического развития

Как отмечалось выше, Восточно-Антарктический щит сложен относительно не крупными ядрами архейской и палеопротерозойской стабилизации (3.9–1.8 Ga) и окружающей их области позднедокембрийского тектогенеза. Раннедокембрийские кратоны включают комплексы Грюнехогна, Нейпир и Вестфолль, блок Моусон и некоторые другие выходы архейских пород.

В составе подвижных поясов преобладают породы четырех групп [49]. Первая группа включает кристаллические сланцы основного состава, образованные за счет базальтов, переслаивающихся с граувакками и мергелями. Вторая группа объединяет высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы, возникшие за счет терригенных пород (песчаников, алевролитов и глинистых сланцев). Третья группа – силикатные мраморы и мраморы, появившиеся в результате метаморфизма карбонатных пород. Четвертая группа – метаморфизованные силлы и дайки. Повсеместное переслаивание пород первых трех групп

наряду с большой мощностью слагаемых ими толщ указывает на морской режим осадконакопления [49].

В рамках плейт-тектонической концепции именно с полициклической эволюцией протерозойского палеоокеана, обусловленной неоднократным формированием докембрийских суперконтинентов, связана история геологического развития ВАПП. Е.Н. Каменев и другие исследователи выделили четыре цикла развития этого пояса на рубежах около 2400, 1700, 1000 и 500 Ма [40, 41, 140]. Наиболее хорошо изучены два последних цикла, соответствующие двум эпохам тектогенеза – мезо-неопротерозойскому гренвильскому и раннепалеозойскому панафриканскому.

По современным представлениям, главные тектонические провинции ВАПП (Мод, Рейнерская и Уилкса) можно рассматривать как обособленные коллизионные орогены, возникшие в конце мезопротерозоя – начале неопротерозоя в ходе «сборки» суперконтинента Родиния (или Восточной Гондваны, вошедшей в состав Родинии) [117]. Кратонами, принимавшими участие в «сборке», выступали Антарктида, Африка, Индия и Австралия. По данным U-Pb датирования циркона, метаморфические комплексы провинции Мод хорошо коррелируют с аналогичными комплексами провинции Намакуа-Натал в Южной Африке [117, 205, 239], что позволяет считать их составными частями гренвильского орогена, возникшего в результате коллизии Каппваальско–Зимбабвийского кратона и гипотетического Антарктического кратона, скрытого под ледниковым покровом [106, 159]. Рейнерская провинция, по особенностям геологического строения сходная с провинцией Восточные Гаты в Индии, могла входить в состав подвижного пояса, сформированного в ходе коллизии Индо-Антарктических сегментов Гондваны [160]. Геологическая корреляция между провинциями Уилкса и Олбани-Фрейзер в Западной Австралии [219] указывает на два периода тектоно-термальной активности: 1330–1280 и 1200–1130 Ма. Более раннее событие связано с коллизией кратонов Йилгарн и Моусон, более позднее – с процессами внутрикратонной активизации [94].

На границе неопротерозоя и палеозоя в результате объединения Восточной и Западной Гондваны гренвильские орогены подверглись наложенному коллизионно-активизационному воздействию [40, 146].

Таким образом, формирование континентальной земной коры Восточной Антарктиды происходило на протяжении всего протерозоя и было связано с закрытием палеоокеанов, коллизией древних террейнов и возникновением суперконтинентов – сначала Родинии, а затем Гондваны.

2.2 Геологическое строение оазиса Бангера

2.2.1 Геологическая изученность

Оазис Бангера ($65^{\circ}50'$ – $66^{\circ}20'$ ю.ш., $100^{\circ}30'$ – $101^{\circ}70'$ в.д.) является наиболее крупной по площади ($\sim 300 \text{ км}^2$) частью материкового побережья свободного ото льда в районе Земли Уилкса. С севера оазис окаймлен островами Хайджамп, в 12 км к югу от него расположены скалы Грейс, в 30 км к юго-западу – холмы Обручева (рисунок 6). Территория оазиса сложена невысокими (100–150 м) скалистыми холмами (рисунок 7), между которыми расположены узкие долины, выполненные ледниковыми моренами [48].

Оазис Бангера входит в состав Восточно-Антарктического щита. Его геологическое строение изучалось советскими и австралийскими геологами. Первое рекогносцировочное геологическое изучение оазиса и прилегающих скальных выходов было проведено в ходе 1-ой Комплексной Антарктической Экспедиции П.С. Вороновым в период с 24 по 29 января 1956 г. Антарктическим летом 1956–1957 гг. М.Г. Равич и Д.С. Соловьев в составе 2-й Советской Антарктической Экспедиции (РАЭ) произвели геологическую съемку оазиса в масштабе 1:100 000, по результатам которой была составлена геологическая карта района [49, 204]. В 1986 г. здесь работали сотрудники Австралийской Национальной Антарктической Исследовательской Экспедиции (ANARE) – Дж.У. Шератон, Р.Дж. Тинги, К. Стюве, К.Дж.Л. Уилсон и др. Отчет об этих исследованиях был опубликован в бюллетене Австралийской геологической службы [219]. По результатам работ была составлена геологическая карта масштаба 1: 250 000 на район холмов Бангер – ледник Денман [219].

В 2017–2018 гг. территория оазиса и островов архипелага Хайджамп вновь изучалась австралийскими геологами; в результате этих исследований были получены новые датировки метаморфических пород [244, 245, 246, 247]. В 2016–2022 гг. геолого-съемочные работы М 1:50 000 в пределах оазиса вели сотрудники Полярной Морской Геологоразведочной Экспедиции (АО «ПМГРЭ») в составе 62–67 Российских Антарктических Экспедиций, где отражено современное обозначение толщ и возрастном разделении [17, 26, 27, 28, 36, 38].

На геологической карте (рисунок 8) видно, что оазис сложен крупными телами тоналит-гранитовых ортогнейсов, занимающих южную часть территории, и расположенной севернее толщей интенсивно мигматизированных гранат-силлиманит- кордиеритовых парагнейсов (метапелитовых гранулитов), переслаивающихся с амфибол-биотит-пироксеновыми сланцами и гнейсами (основными гранулитами). Среди мигматитов залегают мощные прослои гранатовых кварцитов и будинированных силикатных мраморов, а также многочисленные жилы гранитового состава. Метаморфическая толща смята в крупную складку северо-западного простирания, крылья которой осложнены многочисленными крутыми, часто изоклинальными складками более

высоких порядков. Три системы разломов, к которым приурочены зоны милонитов и диафторических сланцев, разбивают этот участок фундамента на отдельные блоки, незначительно передвинутые друг относительно друга.

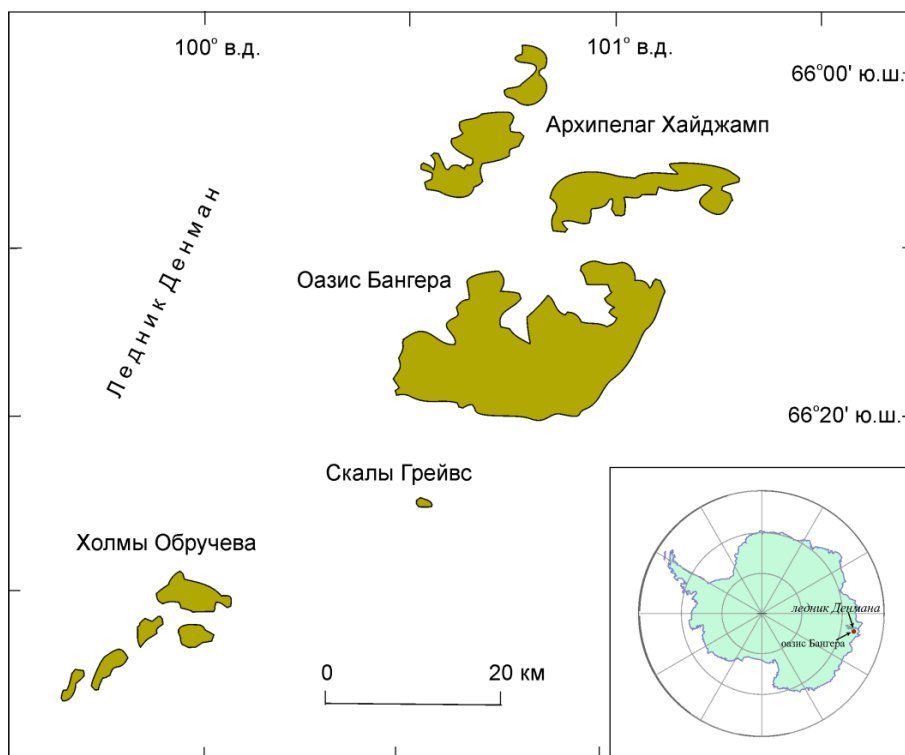


Рисунок 6 – Оазис Бангера и примыкающие территории



Рисунок 7 – Оазис Бангера: озеро Фигурное

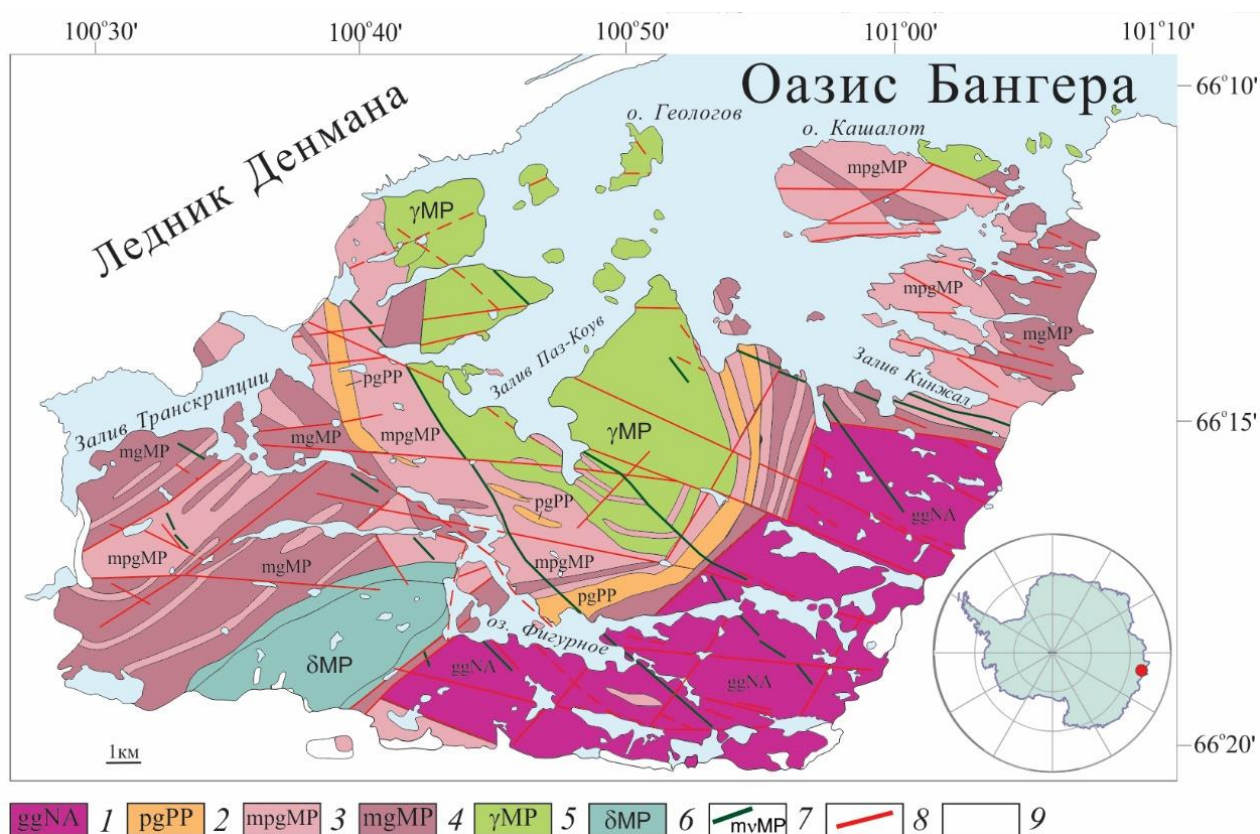


Рисунок 8 – Схематическая геологическая карта оазиса Бангера (по: [38, 49] с упрощениями):

1–4 – метаморфический комплекс: неоархейские тоналит-гранитовые ортогнейсы (1), палеопротерозойские тоналит-диоритовые ортогнейсы (2), мезопротерозойские метапелитовые гранулиты: гранат-силлиманит-кордиеритовые и гранат-биотитовые парагнейсы, с гранатовыми кварцитами и мигматитами (3), мезопротерозойские мафические гранулиты: амфибол-биотит-пироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты (4); 5–7 – позднемезопротерозойские интрузивные образования: кварцевые габбро и монцогаббро, сиениты и сиенито-диориты (5), кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты и граниты (6), дайки долеритов (7); 8 – тектонические нарушения; 9 – ледниковый покров

В пределах метаморфической толщи залегает несколько интрузивных массивов размером от 5 до 20 км в поперечнике, сложенных породами чарнокитовой серии (гранитами, кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми габбро и монцогаббро, в которых феррические минералы представлены ортопироксеном, клинопироксеном и биотитом). Породы плутонов и вмещающие гнейсы секутся разновозрастными дайками долеритов.

2.2.2 Данные изотопного датирования

По данным U-Pb датирования циркона [17, 27, 38, 245], возраст магматического протолита тоналит-гранитовых ортогнейсов, залегающих в юго-восточной части оазиса, определен как неоархейский (~2800–2600 Ma). Более поздний, палеопротерозойский, возраст имеют протолиты

ортогнейсов тоналит-диоритового состава (1750–1650 Ma) [26, 217, 245]. Основное время формирования протолитов толщи переслаивания парагнейсов протекало в мезопротерозое (1490–1370 Ma) [38, 245]. Возраст гранулитового метаморфизма перечисленных образований по данным *in situ* U-Pb датирования монацита из парагнейсов составляет 1240–1150 Ma [244] и близок к времени внедрения интрузий чарнокитоидов (1200–1170 Ma) [17, 27, 217, 219, 226, 245]. Наиболее молодыми образованиями в регионе являются кембрийские дайки щелочно-основного состава [217, 219].

2.2.3 Метаморфические толщи

Породы разного состава в метаморфическом разрезе нередко ритмично чередуются, мощность ритмов составляет первые метры; с учетом сказанного, на геологической карте выделены толщи, характеризующиеся преобладанием пород одного состава. Они развиты в западной, южной, восточной и северо-восточной частях оазиса (рисунок 8). В юго-западной и северо-западной частях простирание толщ меняется (с юга на север) от северо-восточного (225°) с углом падения от 45° до 70° на юго-восток до преимущественно северо-западного (315°) при падении преимущественно на запад под углами от 60° до $80\text{--}85^\circ$. Выполаживание углов падения до $40\text{--}50^\circ$ связано с появлением пологих зон расщепления, сложенных милонитами. В восточной части оазиса простирание метаморфических толщ меняется (с севера на юг) от северо-северо-западного (350°) до северо-восточного (60°) при падении в основном на запад под углами от 30° до 70° . Контакты между толщами тектонизированы и согласны со сланцеватостью (полосчатостью) пород [28].

Коренные выходы мезопротерозойских пород *толщи «Фигурная»* по [38] представлены метапелитовыми мелко-среднезернистыми гранат-биотитовыми ($\pm$ ортопироксен) гнейсами, содержащими прослойки силлиманит- и кордиерит-содержащих пород (рисунок 9), а также линзы гранатовых кварцитов мощностью 0.5–2 м (рисунок 10). В составе толщи широко развиты тонко-послойные мигматиты (рисунок 11), местами постепенно переходящие в тeneвые граниты, послойные и секущие гранитовые жилы, кварцевые жилы, будинированные линзы metabазитов (рисунок 12), мраморов и силикатных мраморов (кальциево-силикатных пород с карбонатами, диопсидом, форстеритом, гранатом, скаполитом, плагиоклазом) [49].

Преобладающие мезопротерозойские породы *толщи «Центральная»* по [38] представлены основными (двупироксен-плагиоклазовыми, часто с биотитом и роговой обманкой) кристаллическими сланцами (рисунок 13). Они характеризуются мелко-среднезернистой структурой, содержат прослойки амфибол-пироксен-биотитовых гнейсов, пачки кислых биотит-гранатовых плагиогнейсов и силлиманит-кордиеритовых сланцев. Между основными и высокоглиноземистыми сланцами иногда наблюдаются тектонические контакты

[49]. В отличие от метапелитов, меланократовые породы совсем не мигматизированы, реже превращены в грубо-послойные мигматиты [48].

Мезопротерозойские породы *толщи «Эдисто»* по [38] имеют широкое распространение в западной и восточной части участка (ледник Эдисто – озеро Фигурное и район залива Кинжал), где образует крупные тела. Незначительные фрагменты линзообразных ксенолитов толщи встречались в теле интрузии Паз Коув. Породы толщи представлены послойными мигматитами, субстратом которых являются высокоглинозёмистые кристаллические сланцы и гнейсы. Среди них выделяются кордиерит-гранатовые и гранат-кордиеритовые ($\pm$ силлиманит, биотит, шпинель), ортопироксен-кордиеритовые ($\pm$ гранат, биотит, шпинель) разновидности. В толще «Эдисто» наиболее интенсивно проявлены процессы анатексиса, что привело к образованию тел анатектических гранитоидов, которые могут содержать многочисленные скиалиты описанных выше пород. Лейкосомы в породах представлена двумя типами. Более ранняя лейкосомы слагается мелкозернистым до среднезернистым светло-розоватым или светло-бурым лейкогранитом или граносиенитом ($\pm$ гранат, биотит), образующим тонкие жилки или жильные тела с мощностью до 2 м. Более поздняя лейкосомы сложена розовым или светло-розовым средне-крупнозернистым лейкогранитом ($\pm$ биотит, гранат). Он образует тонкие субсогласные или согласные жилы мощностью до 10 см. Их ориентировка может быть, как согласной со сланцеватостью пород, так и дискордантной к ней [38].

Неоархейские породы *толщ «Далёкая», «Нокса», «Апфел» и «Длинная»* по [38] формируют протяженный участок на юге и юго-востоке территории. Здесь развиты лейкократовые розовые, светло-коричневые средне-крупнозернистые биотитовые гранито-гнейсы (рисунок 14); светло-бурым мелко-среднезернистым мигматизированными пироксеновыми ($\pm$ роговая обманка, биотит) кристаллическими сланцами и меланогнейсами (толща «Далёкая»); светло-бурые иногда с розоватым оттенком или светло-серые мелко-среднезернистые ортопироксеновыми ($\pm$ биотит, гранат) ортогнейсами плагиогранит-тоналит-гранодиорит-гранитного состава (толща «Нокса»); буровато-серые до тёмно-серых, мелко-среднезернистые орто- и двупироксеновые ($\pm$ биотит, роговая обманка) ортогнейсами кварцдиоритового-диоритового состава (толща «Апфел»); светло-бурые и серовато-бурые, часто с розоватым оттенком, мелко-среднезернистые двупироксеновыми ортогнейсами граносиенит-сиенит-монцитного состава (толща «Длинная») [38].

Палеопротерозойские породы *толщи «Транскрипция»* по [38] формируют крупные тела, протягивающиеся в центральной части от северного побережья озера Фигурного до бухты Закрытой и Островной, а в западной и восточной частях они представлены разобщёнными лентовидными телами. Толща сложена желтовато- или светло-серыми, мелко-среднезернистыми

мигматизированными ортопироксеновыми ($\pm$ биотит) плагиогнейсами. По составу они отвечают кварцевым диоритам, тоналитам или гранодиоритам.



Рисунок 9 – Общий вид на точку наблюдения №1, контакт долеритов (темно-коричневое) с гранат-биотит $\pm$ пироксен $\pm$ силлиманит $\pm$ кордиеритовыми гранулитами



Рисунок 10 – Точка наблюдения №1: линза гранатового кварцита (светлое) в полосчатых гранулитах



Рисунок 11 – Проявление послойных мигматитов в точке наблюдения №39



Рисунок 12 – Точка наблюдения №1: будина основных пород



Рисунок 13 – Породы толщи «Центральная» – амфибол-пироксен-биотитовые гранулиты

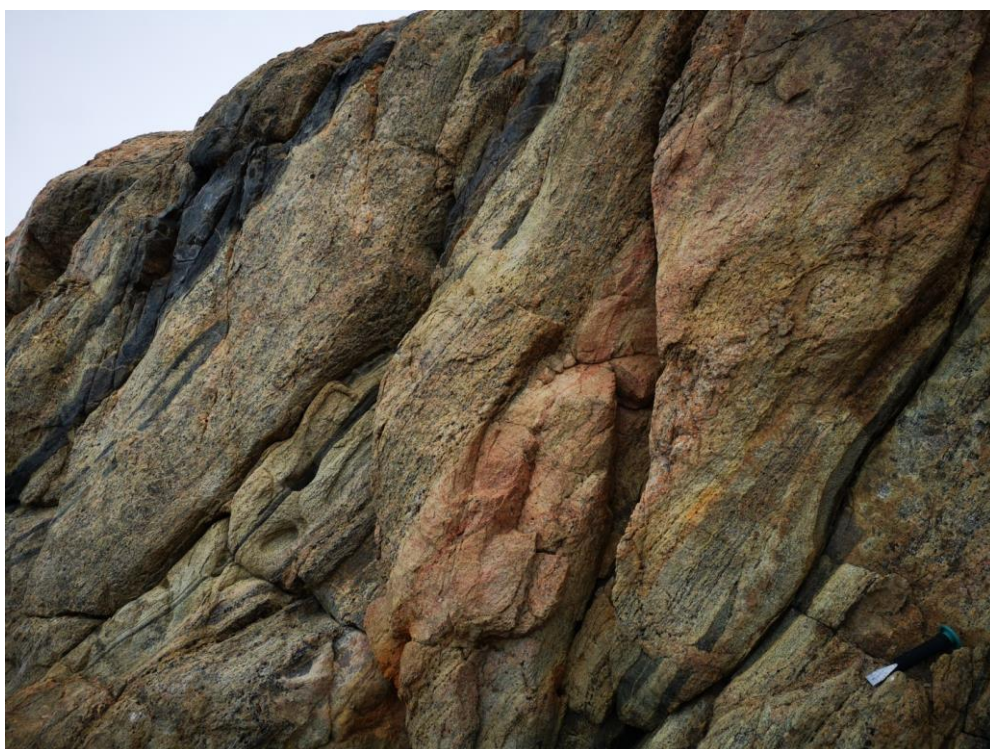


Рисунок 14 – Переслаивание гранат-биотитовых гнейсов с гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами в точке наблюдения №2. Слева вверх – будины основных пород

2.2.4 Тектоника

Оазис имеет сложное строение, отражающее многократные плекативные и дизъюнктивные деформации толщ и магматических интрузий, связанные с последовательными этапами тектонической эволюции региона.

2.2.4.1 Складчатые структуры

Согласно М.Г. Равичу и др. [49] в центральной части оазиса метаморфические породы образуют синклиналию складку северо-западного простирания с размахом крыльев более 10 км. Как показывают замеры элементов залегания плоскостей сланцеватости и полосчатости, крылья складки падают под углом 60–70°, а ее шарнир погружается на северо-запад. Вокруг синклинали располагается еще несколько крупных, в том числе антиклинальных структур, разбитых тектоническими нарушениями на блоки с резко меняющимся залеганием пород. Крупные складки осложнены складками 2-го (с размахом крыльев первые сотни метров) и 3-го (с размахом крыльев первые десятки метров) порядков, которые наблюдаются в отдельных обнажениях. Часто они имеют изоклинальный характер с почти вертикальным падением крыльев. Складчатость более высоких порядков проявлена на участках развития послойных мигматитов (рисунок 11). Здесь же широко развиты структуры будинажа послойных тел metabазитов и силикатных мраморов [49].

2.2.4.2 Разрывные нарушения

В пределах оазиса проявлены три системы разломов [49]. Первая из них включает разломы северо-западного простирания, контролирующие наиболее мощные и протяженные дайки долеритов. К зонам разломов приурочены милониты (рисунок 15). Мощность зон милонитизации («шир-зон» по терминологии австралийских геологов) составляет от 1 до 10 м, а с учетом окаймляющих их катаклазитов – многие десятки и даже первые сотни метров. Более ограниченным распространением пользуются диафторические сланцы [49, 219].

Вторая и третья системы включают субмеридиональные и субширотные разломы, к которым приурочены милониты. Дайки долеритов, связанные с этими разломами, встречаются ограниченно.



Рисунок 15 – Милониты в точке наблюдения №27

2.2.4.3 Этапы деформаций

Согласно данным структурного картирования метаморфических толщ [111, 219, 229] и результатам полевых исследований российских геологов [26], породы оазиса Бангера испытали несколько этапов деформаций.

С первым этапом (D_1) связано формирование преобладающей сланцеватости и полосчатости в гранулитах и мигматитах (S_1). На этом этапе формировались также структуры будинажа гранитовых жил, прослоев метабазитов и силикатных мраморов, что указывает на условия растяжения [219].

С вторым этапом (D_2), в ходе которого превалировали сжимающиеся усилия, сопряжено образование открытых и закрытых, вплоть до изоклинальных, обычно асимметричных складок (F_2). Особенно четко складки F_2 прослеживаются по деформированным мигматитовым жилам (рисунок 16). Субпараллельно осевым плоскостям этих складок развивается сланцеватость (S_2) с согласной грубой (до тонкой) мигматитовой полосчатостью, которая имеет региональное распространение. Ориентировка сланцеватости S_2 и складок F_2 зависит от ориентировки более поздних



Рисунок 16 – Жила розовых биотитовых мигматит-гранитов, деформированная в открытые малоамплитудные складки. Контакты жилы дискордантны к полосчатости гнейсов S_2 , которая субпараллельна осевым плоскостям складок

наложенных деформаций. В юго-западной части территории сланцеватость S_2 имеет преимущественно субширотное простирание с падением на север или северо-запад. В северо-

восточной и восточной части – субмеридиональное и северо-восточное простирание с падением на запад или северо-запад. Угол падения сланцеватости составляет в основном 55° – 70° , реже доходит до 80° . Сланцеватость S_2 накладывается на все выделенные толщи метаморфических пород, на краевые части крупной интрузии метагабброидов Паз Коув, на интрузивные гранат-биотитовые чарнокитоиды, а также гранат-биотитовые и биотитовые граниты [28].

С третьим этапом деформаций (D_3)¹ связано появление мощных (до 350 м) зон рассланцевания и милонитизации северо-западного (от 280 – 300° до 320 – 340°) простирания, развитых в первую очередь в западной части оазиса. Проявленная в них сланцеватость (S_3) падает в основном на юго-восток под крутыми (75 – 85°) углами вплоть до вертикального залегания (рисунки 17, рисунок 18). Наблюдаемая минеральная и агрегатная линейность (L_3) погружается на северо-запад под углами 60 – 70° . На границах зон милонитизации наблюдаются изоклинальные складки (F_3) с осевыми плоскостями, которые залегают вертикально или либо падают под крутыми углами (80 – 85°), совпадающими с углами падения сланцеватости. В районе залива Рыбий Хвост осевые плоскости подобных складок деформированы пологой сланцеватостью, вероятно связанной с более поздними эпизодами деформаций [28].

Сланцеватость S_3 накладывается на практически все породы, кроме даек мезо-неопротерозойского возраста. К мощным зонам рассланцевания часто приурочены дайки долеритов, возраст которых (1140 Ма) близок к возрасту интрузий чарнокитоидов (1170–1150 Ма). Последнее свидетельствует о том, что деформации, связанные с этапом D_3 , не были сильно оторваны во времени от этапов деформаций D_1 и D_2 [219]. Говоря о взаимоотношениях зон рассланцевания и магматических тел, следует отметить случаи пересечения шир-зон дайками долеритов и пегматитовыми жилами [219].

Четвертый этап деформаций (D_4) привел к появлению зон рассланцевания и милонитизации с пологими до умеренных (30 – 55°) углами падения сланцеватости (S_4) (рисунок 19). Ширина участков непрерывного развития милонитов, связанных с этими зонами, достигает 100 и более метров. Пятый и шестой этапы деформаций (D_5 – D_6) предположительно стали причиной образования разноориентированных маломощных (< 0.3 м) зон милонитов [28].

Деформации этапов D_1 и D_2 являлись исключительно пластическими и происходили в условиях гранулитовой фации (M_1). На это указывает развитие ориентированного по сланцеватости ортопироксена в ортогнейсах, ортопироксена и клинопироксена в породах основного состава, а также агрегатов граната, силлиманита, кордиерита и биотита в метаосадочных породах. В период D_2 происходила интенсивная мигматизация пород.

¹ Австралийские геологи выделяют его как четвертый этап (D_4), которому предшествовал этап деформаций D_3 , с которым связана складчатость, вызванная внедрением интрузий чарнокитоидов.



Рисунок 17 – Крутопадающие изоклиналильные складки в гранулитах, переслаивающихся с метабазитами



Рисунок 18 – Вертикально падающий замок складки гранулита в точке наблюдения №10



Рисунок 19 – Точка наблюдения №3: обнажение пироксен-биотитовых гранулитов с углом падения сланцеватости 20°

Условия метаморфизма, сопровождавшего пластические и хрупкие деформации этапов D₃ и D₄, соответствовали переходу от гранулитовой фации к верхней амфиболитовой фации (M₂). Об этом свидетельствует широкое развитие роговой обманки, ассоциирующей с ортопироксеном и биотитом, в составе ортопород. На участках наиболее интенсивных деформаций этапа D₄, в юго-восточной части территории, залегают дайкообразные тела амфиболизированных метагабброидов, ортогнейсов и амфибол-содержащих гранитоидов [28].

Хрупкие и пластические деформации этапов D₅ и D₆ происходили в условиях нижней амфиболитовой фации (M₃) и фации зеленых сланцев (M₄). На это указывает исчезновение в милонитизированных породах пироксена и граната, их обогащение биотитом и амфиболом, а при более низких температурах – эпидотом, карбонатом и хлоритом.

2.2.5 Интрузивные образования

Наиболее ранними «до-метаморфическими» интрузиями в районе являются согласные пластовые тела метабазитов, залегающие среди мигматитов. Их мощность изменяется от первых метров до десятков и сотен метров, по простиранию они прослеживаются на сотни метров – первые километры. Эти тела повсеместно будинированы и превращены в основные кристаллические сланцы [49].

«Син-метаморфические» интрузивные тела представлены согласными и секущими жилами розовато-белых гранат-биотитовых гранитов, по составу отвечающих жильному материалу мигматитов. Их мощность достигает 4–5 и более м, по простиранию они прослеживаются на десятки – сотни метров. Часто жилы гранитов сопровождаются пегматитовыми жилами (рисунок 20).

Более поздними «пост-метаморфическими» интрузиями выступают три относительно крупных массива, прорывающих метаморфические толщи и сложенных основными, средними и кислыми породами чарнокитовой серии [49]. По отношению к вмещающим мигматитам эти массивы имеют секущие и постепенные контакты. Местами они содержат ксенолиты вмещающих пород.

Массив Алгэ Лейк (Algae Lake) располагается в юго-западной части оазиса, между озером Фигурным и ледником Апфел (рисунок 8). Он является однофазным и сложен амфибол- и биотит-содержащими кварцевыми габбро и кварцевыми монцогаббро, местами, переходящими в кварцевые монцониты [219], либо их менее щелочными аналогами – габбро и диоритами [28].



Рисунок 20 – Точка наблюдения №33, выход гранулита, в который интродуцирована пегматитовая жила гранитного состава с турмалином и апатитом

Плутон Паз Коув (Paz Cove) находится в центральной части оазиса, в районе бухты Паз Коув, полуостровов Крылатый и Вертолетный. Эта интрузия вероятно является многофазной и обладает сложным внутренним строением. В ее составе преобладают те же породы, что и в интрузии Алгэ Лейк – кварцевые габбро, лейкогаббро, кварцевые монцогаббро, при резко подчиненной роли средних и кислых пород – диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов (рисунок 21, рисунок 22). В северной (экзоконтактовой) части массива (п-ва Крылатый, Вертолетный) наблюдаются выходы субсогласной с метаморфической полосчатостью пластообразной интрузии порфиroidных ортопироксеновых ($\pm$ гранат, биотит) гранодиоритов (протяженность около 8 км, мощность до 800 м). Аналогичные по составу жилы секут интрузивные породы основного состава [28].

Плутон Бут Пенинсьюла (Booth Peninsula) или Чарнокитовый [217] слагает полуострова Чарнокитовый и Геоморфологов, а также близлежащие острова в северо-восточной части оазиса (рисунок 8). В его составе преобладают средние и кислые породы – пироксеновые граниты (чарнокиты) местами постепенно переходящие в кварцевые монцодиориты и кварцевые

монциты. Подчиненное значение имеют основные породы. Гранитоиды характеризуются средне-крупнозернистой структурой и содержат в качестве ассоциации темноцветных минералов роговую обманку, клино- и ортопироксен.

Породы плутонов и вмещающие гнейсы секутся круто-залегающими дайками долеритов северо-западного простирания ($280\text{--}310^\circ$, $320\text{--}330^\circ$, $340\text{--}350^\circ$). Дайки имеют различную мощность (от долей метра до многих десятков метров). Наиболее крупная из них (мощностью до $120\text{--}150$ м) протягивается на 18 км (рисунок 8, рисунок 23). Реже наблюдаются долеритовые дайки субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания.

Более редкими в сравнении с долеритами являются дайки лампрофиров – черных, тонко- и мелкозернистых пород с порфировыми вкрапленниками клинопироксена, оливина, флогопита, биотита. Они развиты преимущественно в центральной части оазиса в виде редких маломощных ($0.5\text{--}1.0$ м), круто-наклонных ($60\text{--}70^\circ$) тел северо-западного простирания [28].



Рисунок 21 – Точка наблюдения №38. Согласно́й контакт метагабброидов массива Паз Коув с гранулитам. Элементы залегания аз. пад. 280° , угол 90° . Справа – пегматитовая жила



Рисунок 22 – Точка наблюдения №19. Выход лейкогранитов внутри батолита Паз Коув



Рисунок 23 – Обнажение 125 м дайки долеритов в 500 м от полевой базы

Наиболее поздними магматическими образованиями выступают кембрийские дайки трахибазальтов – вулканических пород с фенокристаллами оливина и диопсида, погруженными в олигоклаз-калишпат-биотит-амфиболовый матрикс [219]. Они встречаются в центральной части оазиса, имеют мощность от 1 до 3 м, при северо-восточном простирании падают на юго-восток под углами 55–75° [28].

Выводы по главе 2

В строении Восточно-Антарктического щита участвуют архейские протократоны – ядра древней стабилизации и окружающая их зона протерозойского тектогенеза (Восточно-Антарктический подвижный пояс). В состав пояса входят три тектонические провинции: Мод, Рейнер и провинция Уилкса. Их формирование связано с коллизией террейнов в ходе формирования докембрийских суперконтинентов. Провинция Мод-Намакуа-Натал отвечает Африкано-Антарктическому, Рейнер-Восточные Гаты – Индо-Антарктическому, а провинция Уилкса-Олбани-Фрейзер Австрало-Антарктическому сегментам «сборки» Родинии (Восточной Гондваны) на рубеже ~1000 Ма.

Территория оазиса, занимающего площадь около 300 км², сложена в южной части крупными телами неоархейских тоналит-гранитовых ортогнейсов (~2800–2700 Ма), в северной – телам палеопротерозойских ортогнейсов тоналит-диоритового состава (1750–1650 Ма), в контакте с вулканогенно-осадочной толщей переслаивания мезопротерозойского возраста (1490–1370 Ма), которые смяты в изоклинальные складки и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. В составе толщи преобладают интенсивно мигматизированные гранат-силлиманит-кордиеритовые парагнейсы (метапелитовые гранулиты); подчиненное значение имеют амфибол-биотит-пироксеновые сланцы и гнейсы (основные гранулиты). Возраст гранулитового метаморфизма по данным U-Pb датирования монацита составляет 1240–1150 Ма. Толща прорвана крупными телами синколлизиионных чарнокитоидов с возрастом 1200–1170 Ма. Наиболее поздними магматическими образованиями в регионе являются дайки щелочных базальтов и трахибазальтов (~ 500 Ма). Регион испытал 6 этапов деформаций, сопровождавшихся метаморфизмом гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Содержания оксидов Na_2O и K_2O определялись по методике НСАМ № 44-Х «Определение массовой доли натрия и калия в силикатных горных породах пламенно-фотометрическим методом» на фотометре пламенный PFP7. Потери при прокаливании (ппп) определялись с помощью методики НСАМ №118-Х «Определение потери при прокаливании (ппп) в горных породах гравиметрическим методом». Содержание H_2O анализировалось согласно методике НСАМ № 120-Х «Определение гигроскопической и связанной воды в горных породах гравиметрическим методом». Диапазоны содержаний компонентов, определяемых с помощью перечисленных методик, приведены в таблице 2.

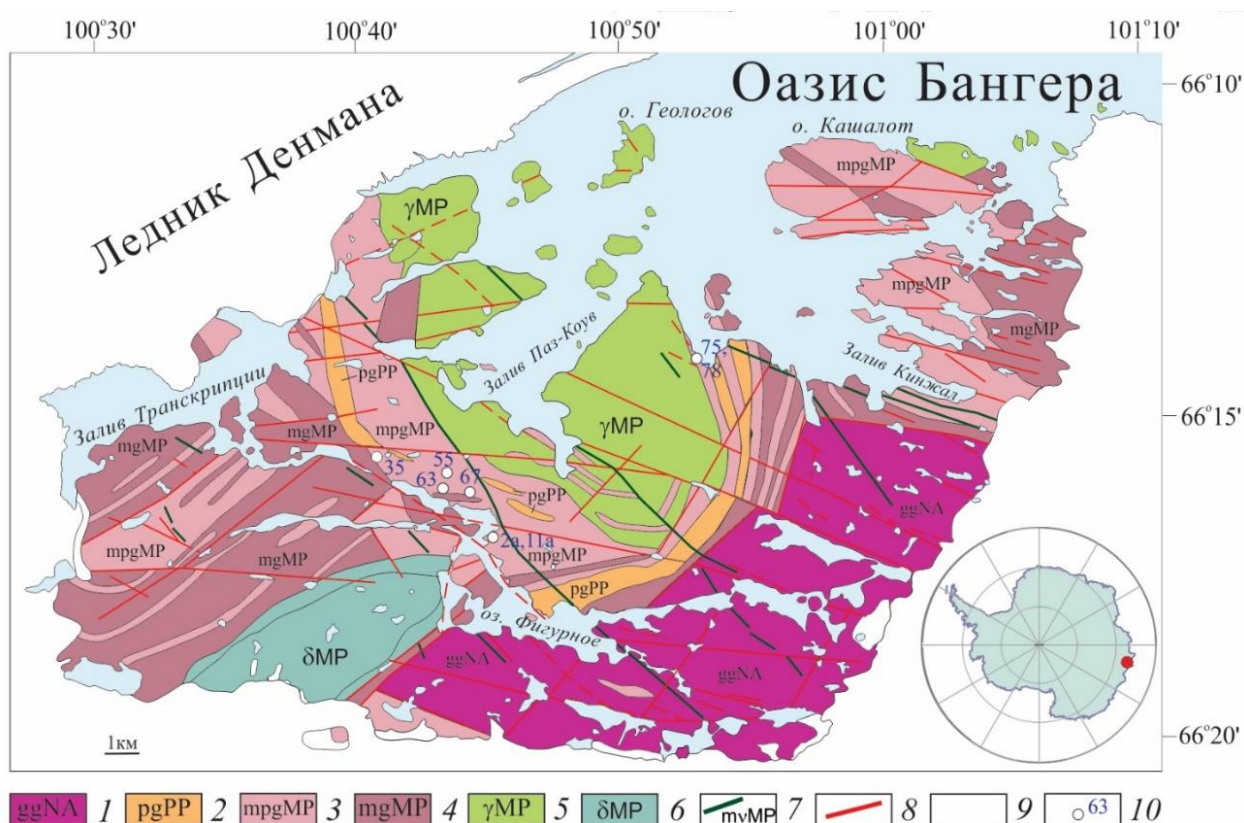


Рисунок 25 – Схематическая геологическая карта оазиса Бангера (по: [38, 49] с упрощениями) с точками отбора представительных образцов: 1–4 – метаморфический комплекс: неоархейские тоналит-гранитовые ортогнейсы (1), палеопротерозойские тоналит-диоритовые ортогнейсы (2), мезопротерозойские метапелитовые гранулиты: гранат-силлиманит-кордиеритовые и гранат-биотитовые парагнейсы, с гранатовыми кварцитами и мигматитами (3), мезопротерозойские мафические гранулиты: амфибол-биотит-пироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты (4); 5–7 – позднемезопротерозойские интрузивные образования: кварцевые габбро и монцогаббро, сиениты и сиенито-диориты (5), кварцевые монцодиориты, кварцевые монзониты и граниты (6), дайки долеритов (7); 8 – тектонические нарушения; 9 – ледниковый покров; 10 – места отбора представительных образцов

Таблица 2 – Диапазоны содержаний компонентов горных пород, определяемых с помощью методик силикатного анализа

Оксиды	Диапазон, мас. %
SiO ₂	0.050-80.0
TiO ₂	0.020-20.0
Al ₂ O ₃	0.10-80.0
P ₂ O ₅	0.10-40.0
Fe ₂ O ₃	0.050-40.0
MnO	0.0050-5.0
CaO	0.10-30.0
MgO	0.050-40.0
FeO	0.25-10.0
Na ₂ O	0.020-12
K ₂ O	0.020-12
ППП	0.10-50
H ₂ O	0.050-30

3.3 Методы локального анализа состава минералов

3.3.1 Электронно-зондовый анализ

Состав породообразующих и акцессорных минералов (12 образцов, 1300 точек анализа) анализировался методом SEM-EDS с помощью сканирующих электронных микроскопов: (1) JSM-6460LV с вольфрамовым катодом, (2) JSM-7001F, оснащенным катодом с полевой эмиссией, с системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy (Горный университет, аналитик И.М. Гембицкая), (3) JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, аналитик О.Л. Галанкина).

Условия съемки. 1. Микроскопы JSM-6460LV и JSM-7001F. Использование РЭМ, обладающих 5-осным столиком образцов, работающих при невысоких токах электронного пучка и низком вакууме, в режимах вторичных (SEI) и отраженных электронов (BSE), включая высококонтрастные режимы (COMPO, TOPO), обеспечило анализ фазовой неоднородности. При анализе микровключений в минералах режим съемки варьировал в зависимости от их размера: ускоряющее напряжение изменялось от 10 до 25 кВ, ток на образце – от 10^{-10} до 10^{-8} А. Наилучшее разрешение изображения достигалось за счет изменения указанных параметров и использования полевой эмиссии. При анализе микровключений в кварце с помощью электронного зонда (диаметром 3 мкм) учитывался тот факт, что размер области возбуждения рентгеновских лучей мог превышать размер включений. Поэтому в результатах анализа, наряду с элементами, определяющими состав включений, постоянно присутствовал Si, входящий в состав кварцевого матрикса. Для оценки содержаний элементов во включениях этот элемент (в форме оксида) исключался из рассмотрения, после чего данные анализа пересчитывались на 100 %. 2. Микроскоп JSM-6510LA. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.0 нА, диаметр области возбуждения 2 мкм, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Стандартные образцы: Si, Mg, Fe – оливин, Al – керсит, Ca – диопсид, Na – жадеит, K – ортоклаз, Mn – спессартин, оксиды и металлы.

3.3.2 Рамановская микроскопия

Для идентификации минералов использовался рамановский спектрометр/микроскоп Renishaw InVia с фокусным расстоянием 250 мм, оснащенный полупроводниковым лазером 785 нм мощностью 300 мВт (Горный университет, аналитик Е.А. Васильев).

3.3.3 Ионно-зондовый анализ

Микроэлементный состав минералов (кварца, граната, ортопироксена; 6 образцов, 32 точки анализа) изучался методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на базе ионного зонда Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технического института РАН (аналитики С.Г. Симакин и Е.В. Потапов). Измерения велись по стандартным методикам [59, 221]. Поверхность образца облучалась пучком ионов кислорода при ускоряющем напряжении ~15 кВ. Сила тока в пучке составляла 2–3 нА. Пучок фокусировался в пятно размером примерно 30 мкм. Энергия вторичных ионов изменялась в пределах от 75 до 125 эВ.

Содержания редких и редкоземельных элементов в гранате и ортопироксене методом SIMS определялись в тех же точках, что и главных элементов методом SEM-EDS. Измеренные интенсивности вторичных ионов пересчитывались на содержания элементов с учетом поправки

на концентрацию SiO_2 в точке анализа. Порог чувствительности метода для большинства элементов составлял 5–10 ppb, точность анализа – 5–10 отн. %.

По результатам анализов строились спектры редкоземельных элементов. Для нормировки спектров использовался усредненный состав хондритов CI [181]. Величина Eu аномалии вычислялась по формуле: $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{0.5}$.

3.4 Методы оценки условий метаморфизма

3.4.1 Минеральная термобарометрия

Для изучения термобарической эволюции метаморфизма использовались «классические» минеральные термометры и барометры, основанные на обменных реакциях, реакциях смещенного равновесия и реакциях, описывающих распад твердых растворов, в которых принимают участие породообразующие и акцессорные минералы гранулитов: гранат-шпинель-силлиманит-кварцевый [194], шпинель-кордиеритовый [249], GASP [153], гранат-кордиеритовый [77], гранат-ортопироксеновый [133, 175, 196], гранат-ортопироксен-плагноклаз-кварцевый [188, 197], «Ti-в-кварце» [156, 240, 251], «Ti-в-биотите» [151], сольвусный полевошпатовый [152] и др. При оценке пиковых условий гранулитового метаморфизма предпочтение отдавалось термобарометрам, построенным для обменных равновесий с участием компонентов, обладающих наименьшими коэффициентами внутрикристаллической диффузии (Al, Ti), и характеризующихся наиболее высокими температурами закрытия минеральных систем. При использовании полевошпатового геотермометра [152], основанного на моделях сольвуса в тройной системе Ab-An-Ort, состав реинтегрированного полевого шпата определялся двумя способами: (1) путем площадного SEM сканирования, (2) методом, предложенным Т. Хокада (Hokada, 2001) [152]; в последнем случае для анализа BSE изображений использовалась программа ImageJ (<https://imagej.net/ij/>). Наряду с P – T параметрами при помощи титаномагнетит-ильменитового термооксибарометра [69, 213] оценивалась фугитивность кислорода в системе.

3.4.2 Моделирование минеральных парагенезисов

Кроме методов минеральной термобарометрии, для оценки условий метаморфизма применялся метод изохимических диаграмм (псевдосечений). Моделирование парагенезисов выполнялось с помощью программы Theriak/Domino версия 01.08.09 [108] на базе внутренне согласованных термодинамических данных tcd55c2d [154] с обновлениями и моделей активностей компонентов тройного раствора полевых шпатов [74], четверного раствора граната [257], твердых растворов ортопироксена, Mg–Fe алюмошпинелей, биотита [256, 257], кордиерита

[154], сапфирина [168], ильменита (идеальный раствор ильменита, гейкилита и пирофанита), расплава [256]. Моделирование выполнялось в системе $\text{MnO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}_2$ (MnNCKFMASHTO). С учетом относительной «сухости» гранулитового метаморфизма, при построении изохимических диаграмм задавалась пониженная активность воды в системе ($a_{\text{H}_2\text{O}} < 1$); ее конкретные значения определялись методом проб и ошибок, так, чтобы достигалось наилучшее соответствие между наблюдаемыми и модельными парагенезисами.

3.4.3 Построение P – T траекторий

Для построения P – T траекторий метаморфизма использовался комплексный подход, объединявший петрографию, «классическую» минеральную термобарометрию и методы физико-химического моделирования. При анализе построенных изохимических P – T диаграмм учитывались: (1) минеральный состав пород и их микроструктурные особенности, (2) показания минеральных термобарометров, (3) расположение изоплет (линий равных содержаний компонентов твердых растворов), отвечающих наблюдаемым составам минералов на графиках. С учетом этих данных на изохимических диаграммах выделялись ранние, пиковые и поздние парагенезисы и строились P – T траектории.

Выводы по главе 3

Для изучения минерального состава пород, химического состава минералов и количественной оценки параметров метаморфизма использовались современные методы изучения минерального вещества (анализ валового химического состава пород, методы оптической микроскопии, методы локального анализа минералов, включая SEM-EDS, SIMS и романовскую спектроскопию), методы «классической» минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования минеральных парагенезисов.

ГЛАВА 4 ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНУЛИТОВ

4.1 Петрохимия гранулитов

Результаты валового химического анализа пород приведены в приложении В, таблица В.1. Большинство изученных образцов характеризуется следующими вариациями содержаний петрогенных компонентов (мас. %): SiO_2 52.9–76.6, TiO_2 0.16–2.4, Al_2O_3 10.3–21.1, MgO 0.45–4.32, FeO^* 1.25–17.5, MgO 0.45–4.32, CaO 0.30–3.16, Na_2O 0.25–4.9, K_2O 1.18–5.6. Эти вариации укладываются в пределы колебаний составов неизмененных и метаморфизованных пелитовых пород [215]. Два образца отличаются пониженным содержанием кремнезема и повышенным – оксида магния (обр. 23: SiO_2 45.2 мас. %, MgO 8.7 мас. %; обр. 61: SiO_2 48.6 мас. %, MgO 8.3 мас. %), при этом один из них в максимальной степени обогащен алюминием (обр. 61: Al_2O_3 23.7 мас. %). На диаграмме Б. Муана и Н. Ля Роша [29] из-за пониженных значений $\text{Ca}+\text{Mg}$ модуля большая часть точек изученных пород располагается в пределах поля глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников (рисунок 26). На диаграмме А.А. Предовского [47] большинство пород, включая Grt-Sil ($\pm\text{Crd}$) и Grt-Crd гранулиты, обладают повышенными значениями частной глиноземистости [параметра $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] и попадают в поля умеренно-глиноземистых пелитов и обломочных пород (рисунок 27). Часть точек, в том числе почти все Grt-Orx ($\pm\text{Crd}$) гранулиты, характеризующиеся повышенными значениями фемичности [параметра $F = (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$] попадают в область обломочных пород (граувакк, субграувакк и аркозов). Исключением является гранат-ортопироксен-кордиеритовый гранулит (обр. 61) с пониженным содержанием SiO_2 (48.6 мас. %) и повышенными содержаниями Al_2O_3 (23.7 мас. %) и MgO (8.3 мас. %), располагающийся в поле пелитов. На диаграмме Б. Муана и Н. Ля Роша точка этого образца лежит в поле туфогенных песчаников, граувакк и известковых туфов (рисунок 26).

На АФМ диаграмме А.Б. Томпсона (рисунок 28) составы изученных пород отвечают умеренноглиноземистым ($A = 0.12\text{--}0.35$) и высокоглиноземистым ($A = 0.40\text{--}0.65$) метапелитам с пониженной магнезиальностью [для большинства образцов отношение $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ изменяется в пределах 0.20–0.50; исключение составляет обр. 61 с магнезиальностью равной 0.61].

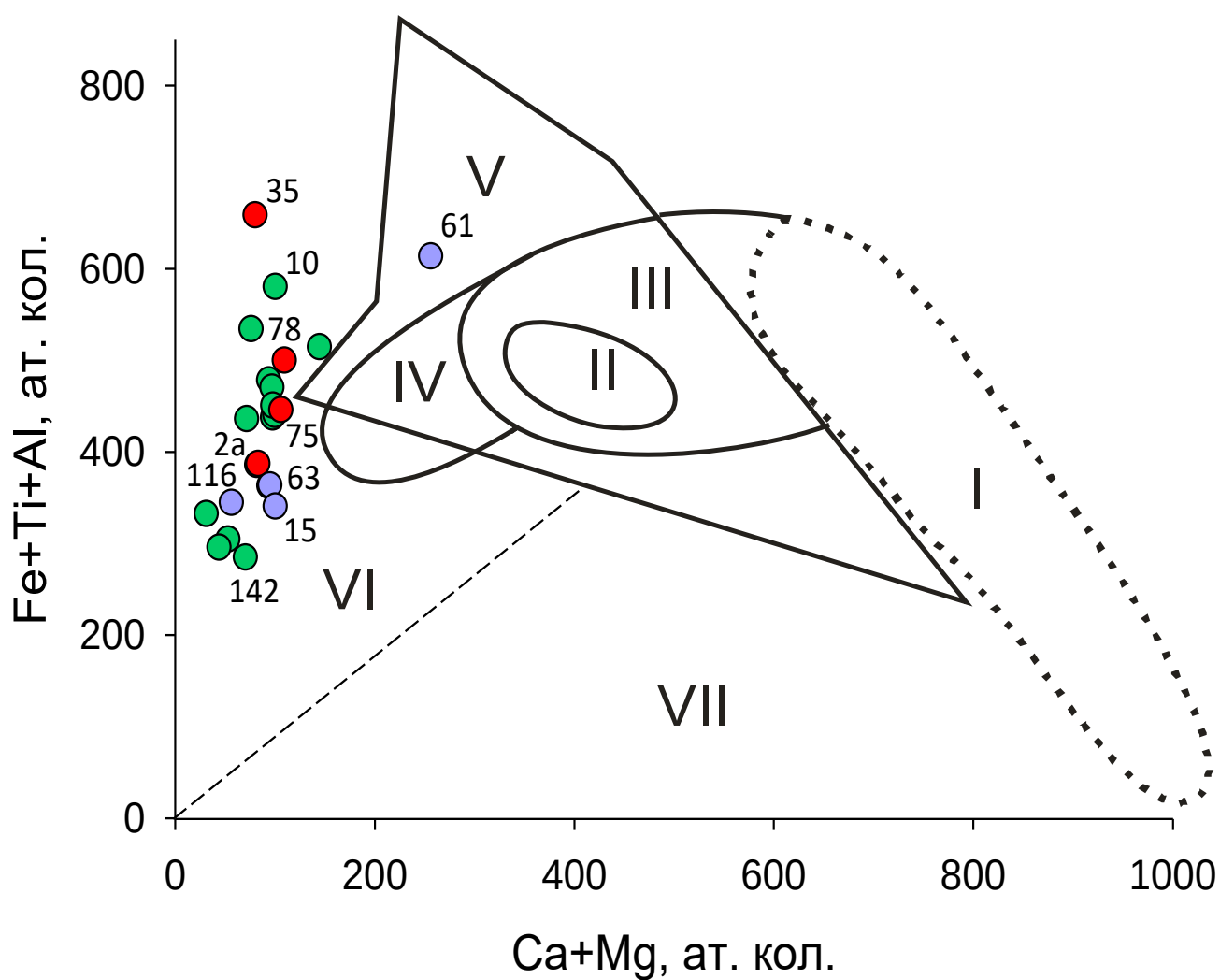


Рисунок 26 – Диаграмма Б. Муана и Н. Ля Роша [29] для определения протолита метаморфических пород. Координатами графика служат суммы атомных количеств, умноженных на 1000:

Поля: I — ультраосновных пород, II и III — основных пород (II — наибольшая плотность точек составов), IV — средних изверженных пород, песчано-глинистых граувакк и пелитовых туфов, V — туфогенных песчаников, граувакк и известковых туфов, VI — глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников, VII — глинистых, доломитовых и известковых мергелей. Красные точки – Grt–Sil ($\pm$ Crd) и Grt–Crd гранулиты, фиолетовые точки – Grt–Opx ($\pm$ Crd) гранулиты, зеленые точки – прочие образцы

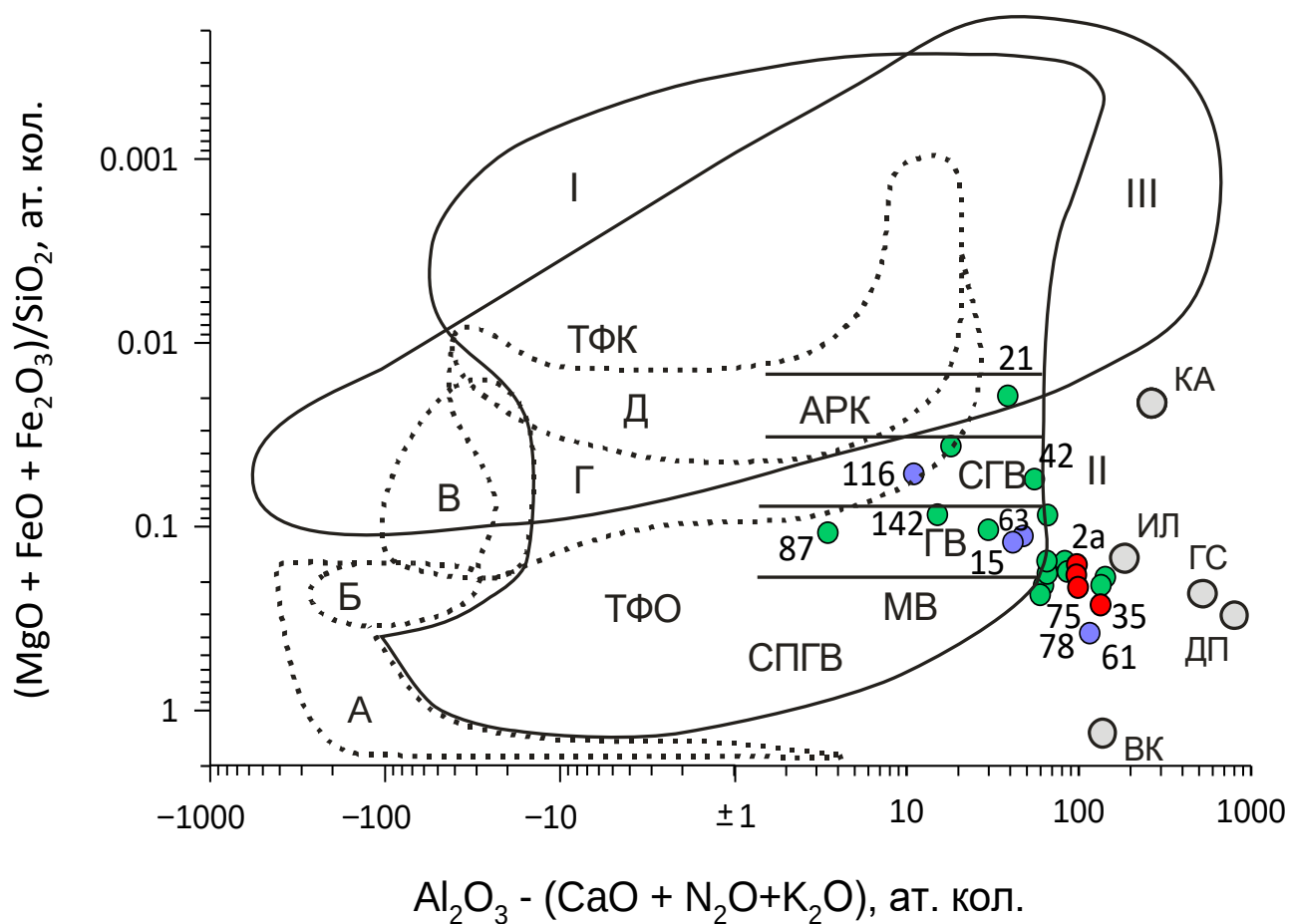


Рисунок 27 – Диаграмма А.А. Предовского [47] для определения протолита метаморфических пород. Горизонтальной координатой графика служит сумма атомных количеств, умноженная на 1000:

Поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород (границы — сплошные линии): I — обломочных осадочных и смешанных (АРК — аркозы, СГВ — субграувакки, ГВ — граувакки, МВ — мелановакки, ТФК — туфы с кислым и средним материалом, ТФО — туфы с основным и ультраосновным материалом, СПГВ — смешанные продукты глубокого выветривания основных и ультраосновных пород), II — пелитов (КА — каолинит, ИЛ — гидрослюда, ГС — гиббсит, ДП — диаспор, ВК — вермикулит), III — хемогенных силицитов. Поля изверженных пород (границы — точечный пунктир): А — ультраосновных, Б — основных, В — щелочных, Г — средних и умеренно кислых, Д — кислых. Красные точки – Grt–Sil ($\pm$ Crd) и Grt–Crd гранулиты, фиолетовые точки – Grt–Opx ($\pm$ Crd) гранулиты, зеленые точки – прочие образцы

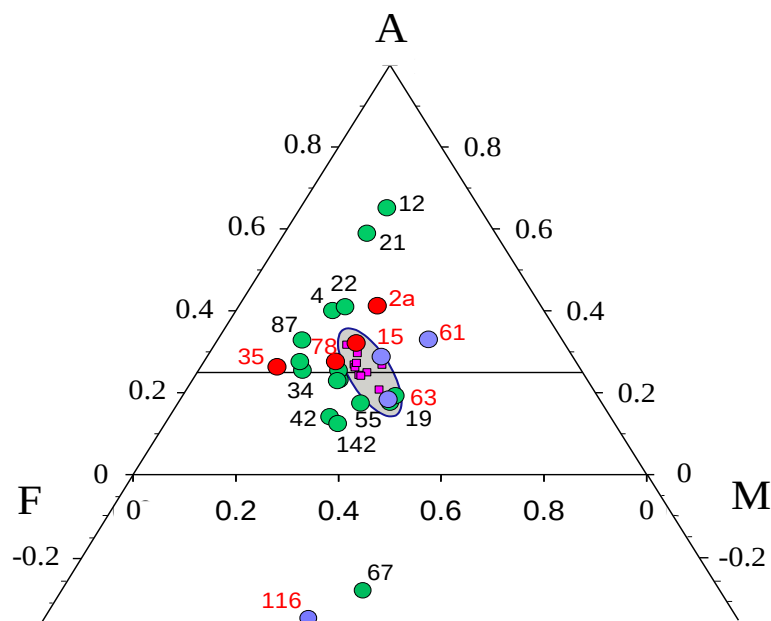


Рисунок 28 – AFM диаграмма А.Б. Томпсона (проекция АКFM тетраэдра на плоскость AFM из точки мусковита) для валовых составов метапелитовых гранулитов Бангера. $A = Al_2O_3 - 3K_2O$; $F = FeO$; $M = MgO$

Линия на графике соответствует конноде альмандин – умеренноглиноземистый хлорит ($A = 0.25$). Эллипс ограничивает область средних составов пелитов и метапелитов (по данным: [68, 91, 102, 215, 232, 238]). Красные точки – Grt–Sil ($\pm$ Crd) и Grt–Crd гранулиты, фиолетовые точки – Grt–Opx ($\pm$ Crd) гранулиты, зеленые точки – прочие образцы.

4.2 Петрография

В ходе исследования детально изучались представительные образцы метапелитовых гранулитов. В отличие от metabazитов, метапелиты, т.е. бедные кальцием, умеренно- и высокоглиноземистые породы, имеют более простой минеральный состав, который тонко реагирует на изменение температуры и давления. Минеральные парагенезисы метапелитов хорошо моделируются в системе KFMASH. Поэтому они более пригодны для классификации минеральных фаций метаморфизма [37].

По данным петрографических наблюдений, метапелитовые гранулиты широко развиты в пределах оазиса Бангера и образованы преобладающими Grt–Sil, Grt–Sil–Crd, Grt–Crd и Grt–Opx–Crd ($\pm$ Sil) кварцсодержащими парагенезисами [219]. В состав пород также входят плагиоклаз, калиевый полевой шпат (часто в виде мезопертита), биотит, иногда графит. Рудные минералы представлены алюмошпинелями (герцинитом, реже шпинелью), магнетитом, ульвошпинелью, ильменитом и рутилом.

На рисунках 24, 29 и 30 показано расположение точек наблюдения и приведены фотографии обнажений, из которых отбирались образцы. Ниже приводится их петрографическое описание и обсуждаются результаты микрозондового анализа состава породообразующих минералов.

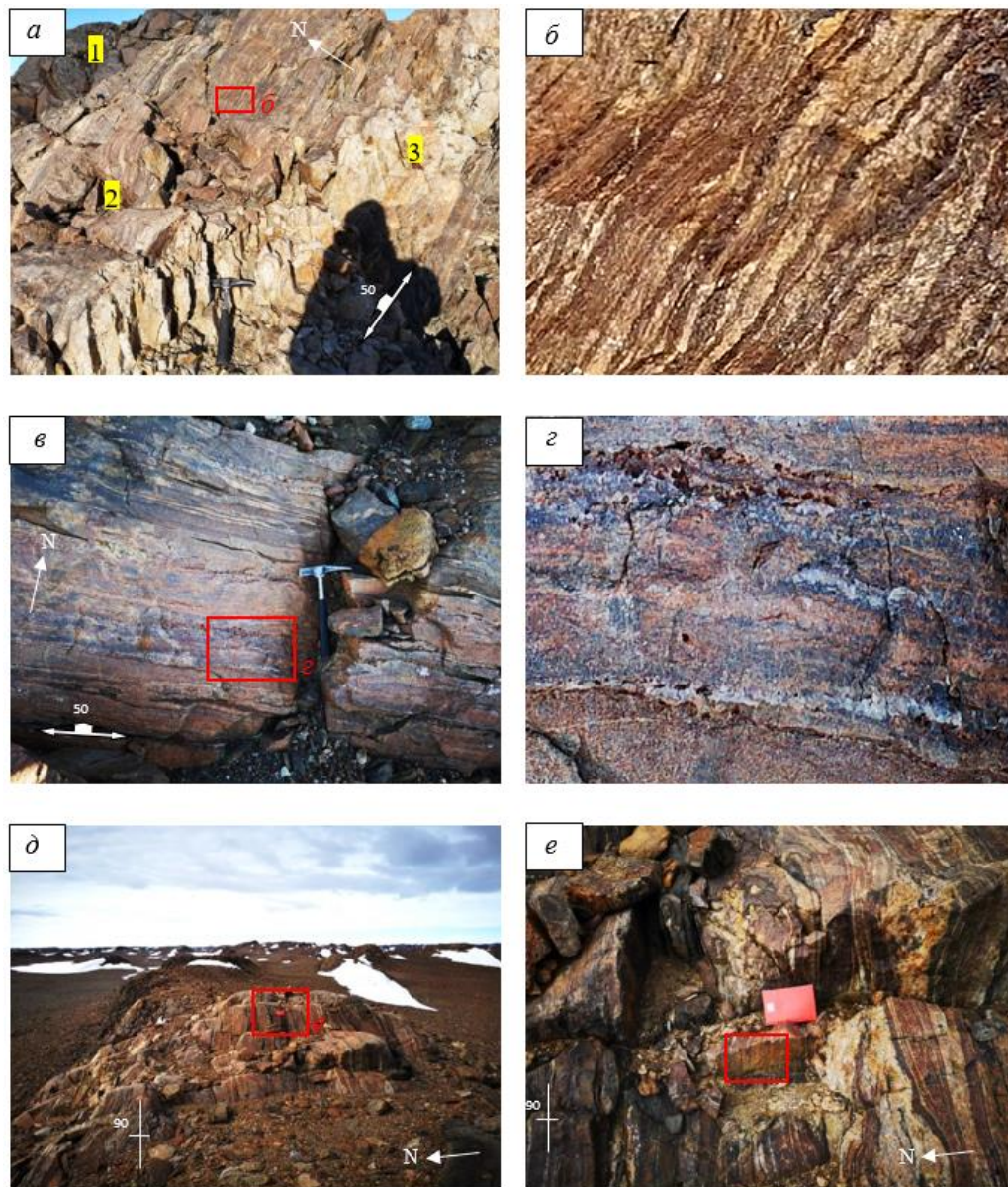


Рисунок 29 – Фрагменты обнажений, из которых были отобраны изучаемые образцы:
 а – **т.н. 1** (GPS координаты: $66^{\circ}16'59.5''S$, $100^{\circ}45'36.4''E$), контакт дайки долеритов (аз. пад. 355° , угол 50°) и мигматизированных гнейсов (1 – дайка долеритов, 2 – прослой гранат-силлиманит-биотитовых и гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых гнейсов мощностью 4.2 м, 3 – прослой гранатовых кварцитов мощностью 0.9 м); б – место взятия обр. 2а; в – **т.н. 1**, слой графитсодержащего гранат-силлиманит-кордиеритового гнейса мощностью 4 м; г – место взятия обр. 11а; д – **т.н. 6** ($66^{\circ}15'45.5''S$, $100^{\circ}40'07.2''E$), слой интенсивно мигматизированных гнейсов (аз. пад. 200° , угол 85°) видимой мощностью 30 м; е – место взятия обр. 35

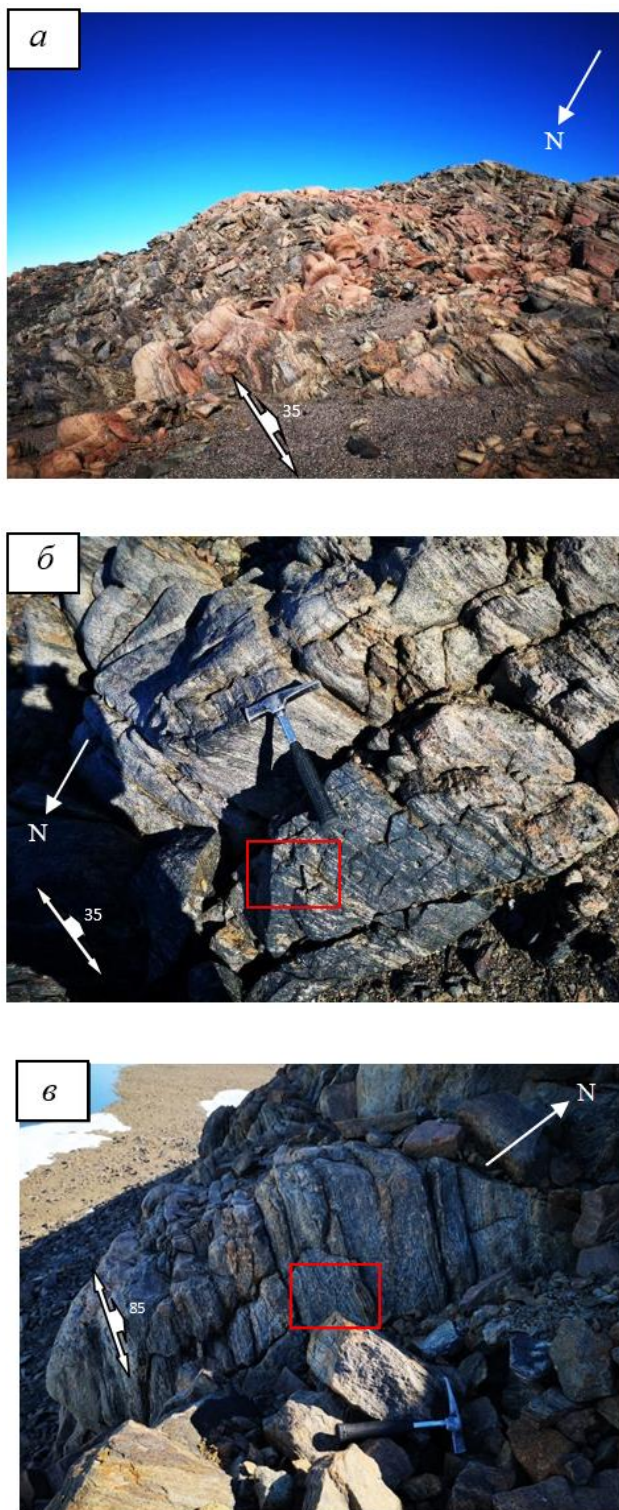


Рисунок 30 – Фрагменты обнажений, из которых были отобраны изучаемые образцы:

a – **т.н. 20** (GPS координаты: $66^{\circ}13'59.6''S$, $100^{\circ}52'15.0''E$), слой интенсивно мигматизированных гнейсов (аз. пад. 230° , угол $25-35^{\circ}$) видимой мощностью 35 м с согласными жилами розовых гранитов; *б* – место взятия обр. 78; *в* – **т.н. 16** ($66^{\circ}16'23.0''S$, $100^{\circ}43'29.4''E$), слой гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов со шпинелью (аз. пад. 113° , угол 86°) мощностью 3 м; место взятия обр. 63

4.2.1 Гранат-силлиманитовые и гранат-силлиманит-кордиеритовые гранулиты

Образец 2а. *Гранат-силлиманит-кордиеритовый гранулит.* Количественный минеральный состав (об. %): Qz 25–30, Crd 15–20, Grt 15–20, Kfs 5–10, Sil 6–7, Bt 4–5, Mag + Plm 4–5, Sp 2–3, Rt < 1, акцессорные циркон, монацит. Порода характеризуется гранобластовой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной чередованием среднезернистых линзовидных кварц-полевошпатовых прослоев с мелкозернистыми прослоями, обогащенными кордиеритом, гранатом, силлиманитом, биотитом и рудными минералами.

Калиевый полевой шпат (мезопертит – полевой шпат с повышенным содержанием пертитовых вростков) и кварц слагают основную ткань породы. Плагиоклаз встречается исключительно в составе мезопертита, что объясняется низким (0.3 мас. %) содержанием СаО в породе (таблица В.1). Гранат образует изометричные зерна размером до 2.5 мм, часто находится в сростании с силлиманитом (рисунок 31, а, б). Содержит включения силлиманита, биотита, ильменита, рутила, шпинели. Пересекается поздними прожилками, сложенными мелкочешуйчатым агрегатом слюдоподобного минерала (рисунок 31, в). Силлиманит представлен двумя генерациями: (1) ранней, в виде относительно крупных призматических кристаллов, сростающихся с ильменитом, кордиеритом и гранатом, содержащих включения шпинели (рисунок 31, г–е), и (2) поздней, в виде мелких игольчатых кристаллов, развивающихся по границам зерен кордиерита и совместно с биотитом замещающих этот минерал (рисунок 31, и). Наблюдаются кристаллы силлиманита 1-й генерации, на которые нарастают поздние силлиманитовые иглы (рисунок 31, л). Кордиерит образует агрегаты зерен, по интерстициям которых развиваются биотит и поздний силлиманит (рисунок 31, ж–и). В скрещенных николях изотропен, что указывает на высокую степень вторичных изменений минерала. Биотит образует пластинчатые кристаллы размером до 0.4 мм, сростается с гранатом и образует включения в нем, замещает кордиерит (рисунок 31, к).

Шпинель встречается в виде округлых зерен зеленого цвета (размером до 0.4 мм), сростается с силлиманитом (рисунок 31, л), образует включения в кордиерите, полево шпате, силлиманите и гранате (рисунок 31, м). Ильменит наблюдается в виде скоплений идиоморфных кристаллов (размером до 0.6 мм), рассеянных в основной массе, ксеноморфных выделений, приуроченных к интерстициям кордиеритового агрегата, и включений в гранате и других минералах. Часто он находится в тесном сростании с рутилом и шпинелью. По трещинам ильменит замещается лейкоксеном. Рутил образует хорошо ограненные кристаллы (размером до 0.2 мм), встречается в основной ткани породы и в виде включений в гранате (рисунок 31, н–п).

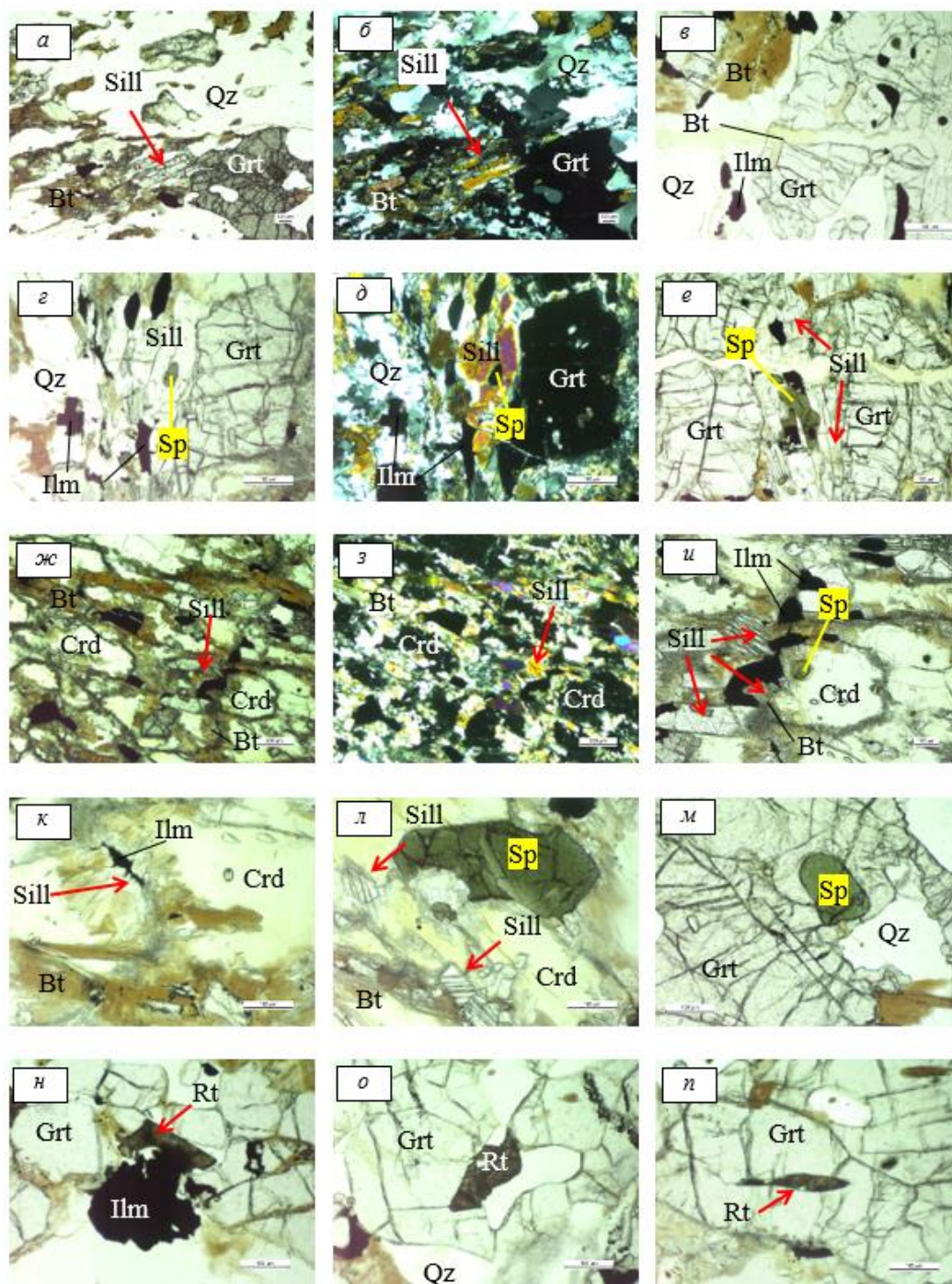


Рисунок 31 – Взаимоотношения минералов в гранат-силлиманит-кордиеритовом гранулите.

Обр. 2а. Изображения в проходящем свете (*а, в, г, е, ж, и-м* – без анализатора, *б, д, з* – с анализатором):

а-б – гранат-силлиманит-кордиеритовые сростки в кварцевом агрегате; *в* – зерно граната, пересеченное поздним прожилком; *г-е* – включения шпинели в силлиманите; *ж-и* – силлиманит-кордиерит-биотитовый агрегат; *к* – замещение кордиерита силлиманитом; *л* – срастание шпинели и силлиманита. Красными стрелами показаны участки развития позднего тонкоигольчатого силлиманита, нарастающего на призматические кристаллы силлиманита 1-й генерации; *н-о* – срастания рутила с гранатом; *п* – включение рутила в гранате

Образец 11а. *Графит-содержащий гранат-силлиманит-кордиеритовый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Kfs 25–30, Qz 15–20, Grt 15–20, Pl 10–15, Crd 8–10, Sil 6–7, графит 4–5, Bt 3–4, Ilm 2–3, Sp 1–2, Rt < 1, акцессорный циркон, монацит. Порода характеризуется гранобластовой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной чередованием среднезернистых кварц-полевошпатовых прослоев с линзовидными силлиманит-кордиеритовыми прослоями (рисунок 32, а–е).

Плагиоклаз содержит антипертиты (рисунок 32, л). Совместно с кварцем и калиевым полевым шпатом слагает основную ткань породы, в которой наблюдаются обособленные зерна граната. Силлиманит образует преимущественно мелкие призматические кристаллы, ориентированные вдоль полосчатости, тесно сростается с кордиеритом и шпинелью. Кордиерит слабо затронут вторичными изменениями. Биотит встречается в виде пластинчатых кристаллов в основной ткани и образует включения в гранате.

Шпинель представлена ограненными зернами коричневого цвета размером до 0.3 мм. Образует сростки с кордиеритом, силлиманитом, ильменитом и кварцем (рисунок 32, д, е, м). Ильменит рассеян в матриксе в виде скоплений идиоморфных кристаллов размером 0.2–1.0 мм. Образует сростки с силлиманитом и ксеноморфен по отношению к нему (рисунок 32, д, е, м). Реже встречаются пластинчатые зерна ильменита в сростании с биотитом (рисунок 32, к). Графит наблюдается в виде пластинок размером до 0.5 мм, ориентированных вдоль полосчатости (рисунок 32, в, г, ж, з).

Образец 35. *Гранат-силлиманитовый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Grt 40–50, Qz 15–20, Kfs 10–15, Sil 9–12, Mag + Ilm 3–4, Bt, Ms 2–3, Rt < 1, акцессорные циркон, монацит. Порода характеризуется гранобластовой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной наличием линзовидных гранат-силлиманитовых прослоев в кварц-полевошпатовой основной ткани (рисунок 33, а, б). Подвержена интенсивным вторичным изменениям, сопровождающим зонки дробления.

Гранат образует изометричные зерна размером 2–3 мм. Содержит включения ильменита, силлиманита, биотита. Обрастается биотитовыми каемками, рассечен сетью биотитовых прожилков, микротрещинами со сдвигом частей зерен (рисунок 33, и). Силлиманит представлен призматическими кристаллами размером до 1 мм, которые обрастаются ксеноморфным ильменитом. Рассекается биотитовыми прожилками (рисунок 33, в), замещается поздним мусковитом и серицитом, иногда с образованием псевдоморфоз (рисунок 33, е–з). Характерной особенностью породы является наличие карманов плавления, заполненных калиевым полевым шпатом и кварцем, с идиоморфными кристаллами силлиманита на стенках полости (рисунок 33, н–о).

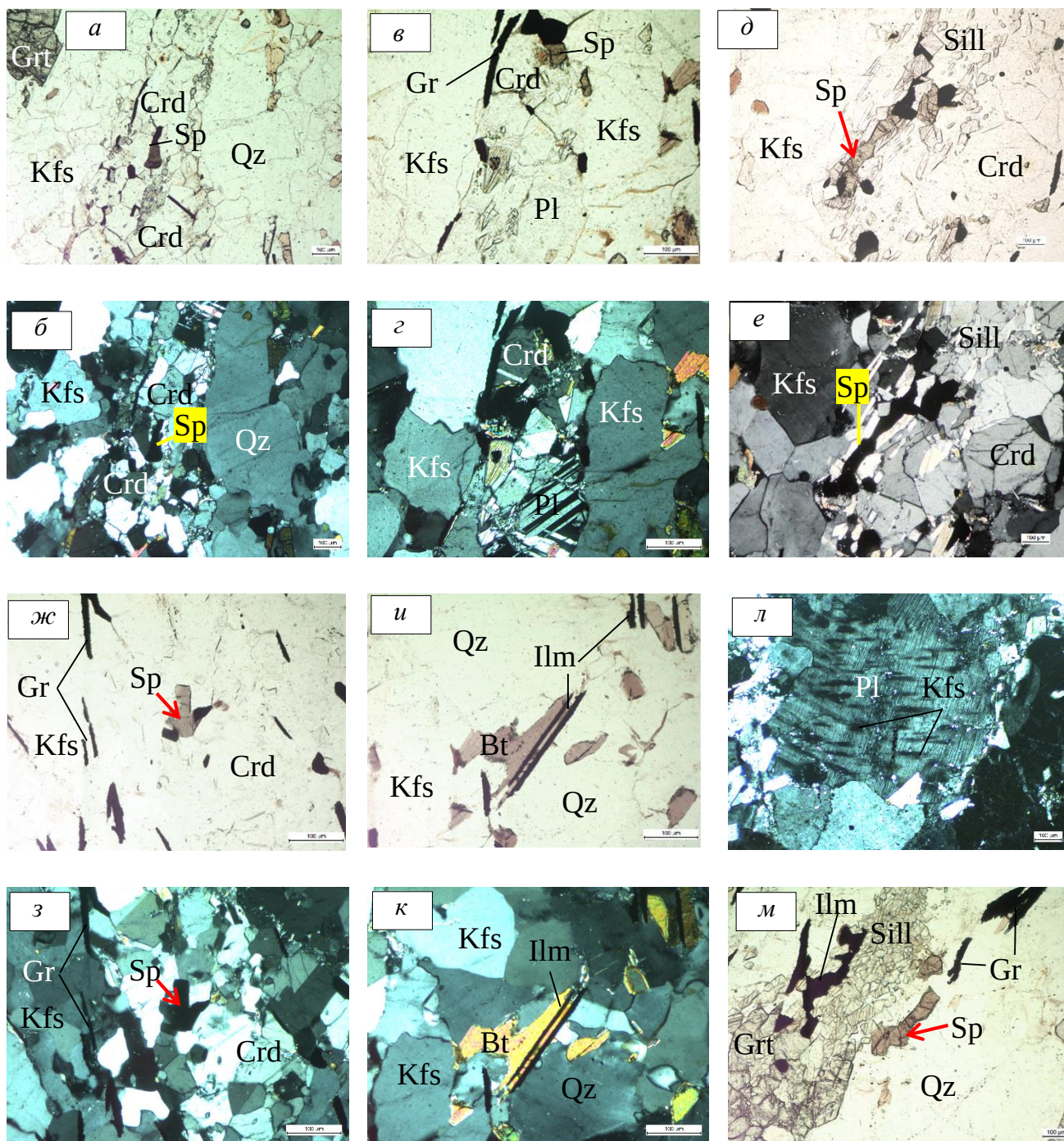


Рисунок 32 – Взаимоотношения минералов в гранат-силлиманит-кордиеритовом гранулите.

Обр. 11а. Изображения в проходящем свете (*a, в, д, ж, и, м* – без анализатора, *б, з, е, з, к, л* – с анализатором): *a–e* – кордиерит-силлиманитовые прослои с шпинелью в кварц-полевошпатовом агрегате; *ж–з* – агрегат кордиерита и шпинели с согласно ориентированными пластинками графита; *и–к* – сросток биотита с пластинчатыми зернами ильменита; *л* – плагиоклаз с антипертидами; *м* – сросток шпинели с кварцем

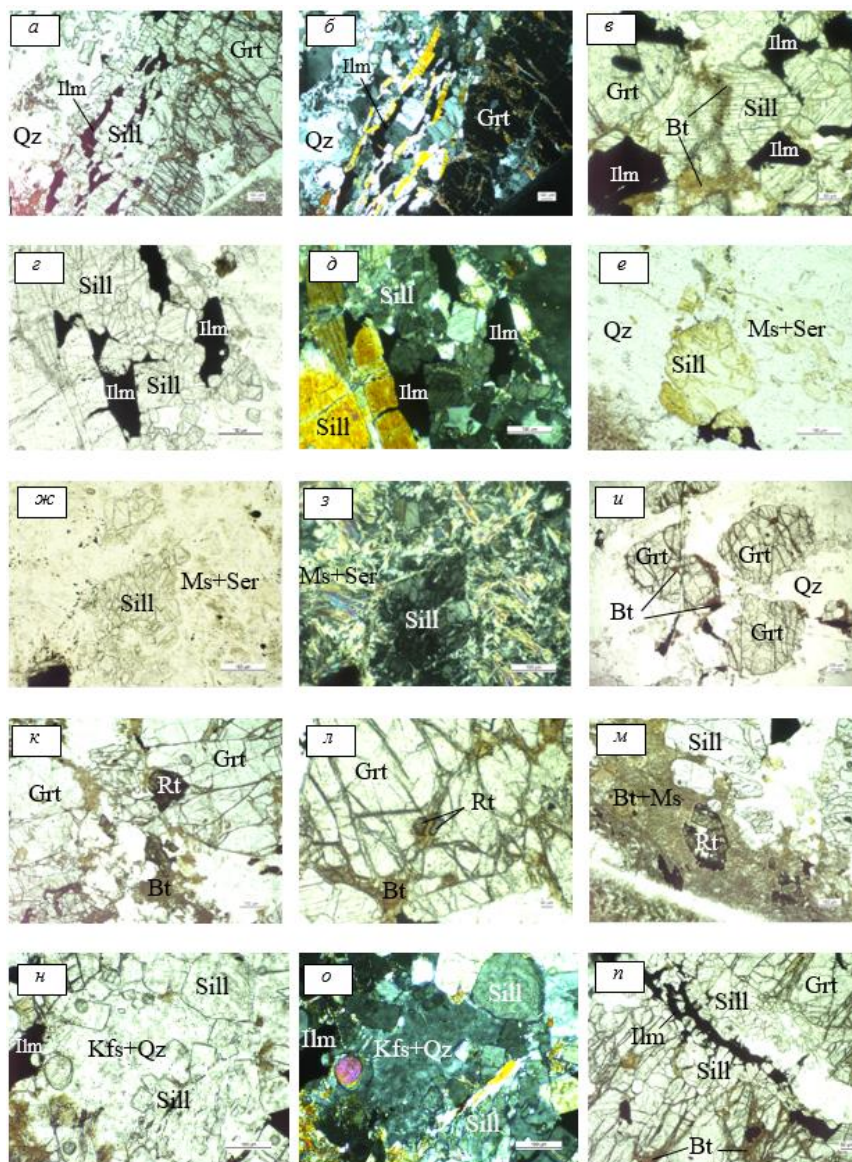


Рисунок 33 – Взаимоотношения минералов в гранат-силлиманитовом гранулите. **Обр. 35.**

Изображения в проходящем свете (*a, в, г, е, ж, и–н, п* – без анализатора, *б, д, з, о* – с анализатором): *a–б* – гранат-силлиманитовый агрегат с ильменитом и биотитом; *в* – микропрожилки биотита, пересекающие кристалл силлиманита; *г–д* – ксеноморфный ильменит, обрастающий силлиманитом; *е* – псевдоморфоза по силлиманиту (замещение силлиманита тонкочешуйчатым агрегатом слюдоподобного минерала); *ж–з* – реликт силлиманита в мусковитовом агрегате; *и* – микросдвиг вдоль трещины, рассекающей кристалла граната; *к* – включение рутила в гранате; *л* – биотитовый прожилок, рассекающий кристалл рутила; *м* – реликтовый кристалл рутила в мусковит-биотитовом агрегате; *н–о* – карманы плавления, заполненные калиевым полевым шпатом и кварцем, с идиоморфными кристаллами силлиманита на стенках полости; *п* – агрегат зерен силлиманита с прожилковидными выделениями ильменита, рассеянный сетью биотитовых микропрожилков

Ильменит находится в тесном сростании с силлиманитом и образует включения в гранате. Рутил наблюдается в виде многочисленных ограненных кристаллов в матриксе, образует включения в гранате (рисунок 33, *к*). Рассекается поздними биотитовыми прожилками, наблюдается в виде реликтов в поздних мусковит-биотитовых агрегатах (рисунок 33, *л, м*).

Образец 55. *Гранат-силлиманитовый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Grt 35–40, Qz 25–30, Kfs 10–15, Bt 7–8, Mag+Ilm 4–5, Sil 4–5, Sp 2–3, Crn < 1, акцессорный циркон, монацит. Порода характеризуется гранобластовой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной наличием линзовидных гранат-силлиманитовых прослоев с зеленой шпинелью в кварц-полевошпатовой основной ткани.

Плагиоклаз совместно с кварцем и калиевым полевым шпатом (мезопертитом) слагает основную ткань породы. Гранат образует изометричные зерна размером 1 мм. Содержит включения ильменита и шпинели, находится в сростании с биотитом (рисунок 34, *а, б, и*). Силлиманит представлен призматическими кристаллами размером до 0.3 мм, собранными в агрегаты, часто сростается с биотитом (рисунок 34, *ж*). В интерстициях гранатовых и силлиманитовых агрегатов располагаются зерна шпинели и ильменита, (рисунок 34, *в–з*).

Образец 67. *Гранат-силлиманит-кордиеритовый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Kfs 25–30, Qz 20–25, Crd 15–20, Grt 10–12, Bt 3–4, Mag+Ilm 3–4, Pl 2–3, Sp 1–2, Sil 1, Crn 1, акцессорный циркон, монацит. Порода характеризуется гранобластовой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной наличием линзовидных прослоев, сложенных кордиеритом и калиевым полевым шпатов, обогащенных биотитом и рудными минералами (рисунок 35, *а, б*).

Калиевый полевой шпат (мезопертит) входит в основную ткань породы (рисунок 35, *в*). Также скопления мелких вытянутых зерен калиевого шпата бывают приурочены к прослоям кордиерита. Гранат образует вытянутые неправильные по форме зерна размером 3–4 мм. Содержит включения ильменита, биотита, силлиманита и шпинели. Кордиерит подвержен вторичным изменениям и образует агрегаты полигональных зерен, к интерстициям которых приурочены ильменит, зеленая шпинель пластинчатые сростания корунда, ильменита и магнетита (рисунок 35, *ж, з*). Силлиманит представлен двумя генерациями. Ранняя генерация наблюдается в виде мелких призматических кристаллов, образующих включения в гранате (рисунок 35, *г*) и обрастающих шпинель (рисунок 35, *д, е*). Поздняя – образует тонкоигольчатые агрегаты, развивающиеся вдоль границ зерен кордиерита (рисунок 35, *и*).

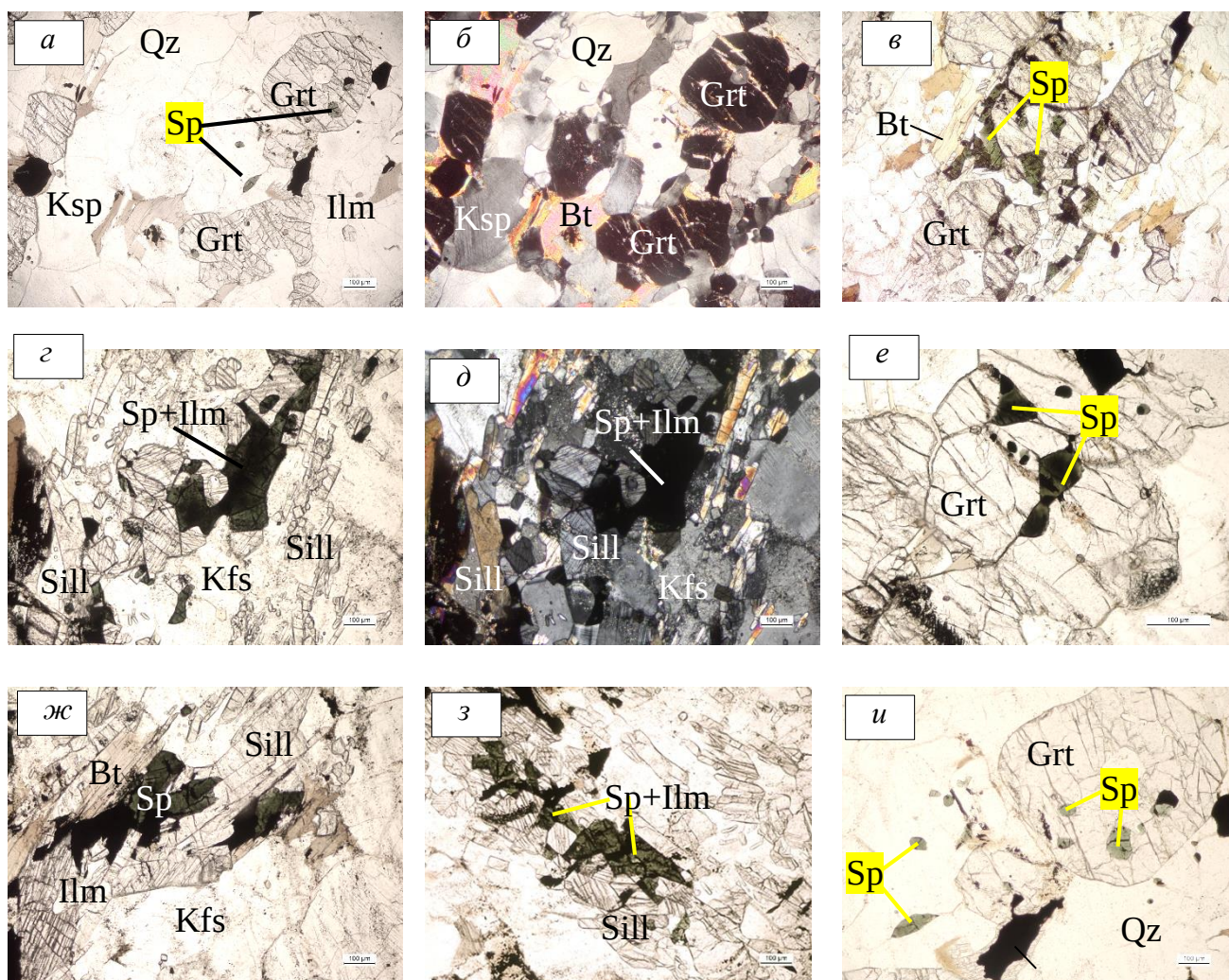


Рисунок 34 – Взаимоотношения минералов в гранат-силлиманитовом гранулите. **Обр. 55.** Изображения в проходящем свете (*а, в, з, е–и* – без анализатора, *б, д* – с анализатором): *а–б* – гранат с включениями шпинели в кварц-полевошпатовом агрегате; *в* – сростания граната, зеленой шпинели и биотита; *з–д* – сростания силлиманита, ксеноморфного ильменита и шпинели; *е* – зерна шпинели в интерстициях гранатового агрегата; *ж–з* – сростания силлиманита, биотита, ильменита и шпинели; *и* – включения шпинели в гранате

4.2.2 Гранат-кордиеритовые гранулиты

Образец 75. Гранат–кордиеритовый гранулит. Количественный минеральный состав (%): Crd 25–30, Qz 25–20, Grt 15–20, Pl 20–15, Kfs 3–4, Mag+Ilm 8–7, Sp 2–3, Ms 2–1, Crn, Sil, Bt < 1, акцессорный циркон. Порода характеризуется гранобластовой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной чередованием среднезернистых линзовидных кварц-полевошпатовых прослоев с мелкозернистыми прослоями, обогащенными кордиеритом, гранатом и рудными минералами (рисунок 36, *а, б*).

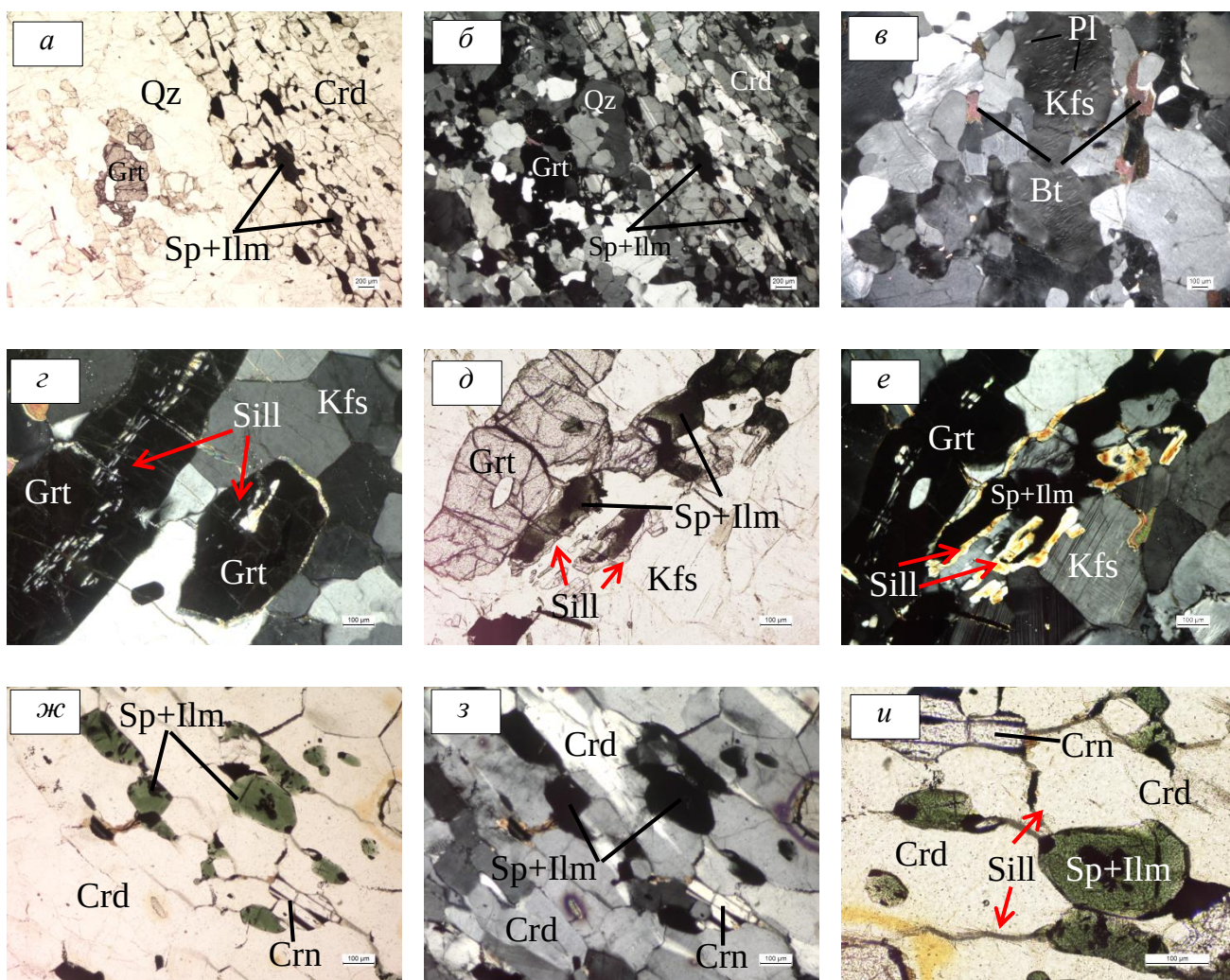


Рисунок 35 – Взаимоотношения минералов в гранат-силлиманит-кордиеритовом гранулите.

Обр. 67. Изображения в проходящем свете (*а, д, ж, и* – без анализатора, *б–г, е, з* – с анализатором): *а–б* – линзовидный агрегат кордиерита и калиевого полевого шпата с рудными минералами в матриксе, сложенном кварцем и гранатом; *в* – зерна мезопертита в матриксе, сложенном кварцем и плагиоклазом; *г* – включения силлиманита в гранате; *д–е* – сростки зеленой шпинели и рудного минерала с каемками раннего силлиманита; *ж–з* – зерна шпинели и пластинчатые корунд-магнетитовые сростки в интерстициях кордиеритового агрегата; *и* – увеличенный фрагмент рис. *ж*. Красными стрелками показаны участки развития позднего тонкоигольчатого силлиманита

Кварц образует зерна размером 1–4 мм с признаками пластических деформаций. Кордиерит слагает агрегаты мелких (0.2–0.4 мм) полигональных зерен, к интерстициям которых приурочены выделения рудных минералов (рисунок 36, *г*). В сростании с кварцем и кордиеритом находятся плагиоклаз, калиевый полевой шпат (рисунок 36, *в*) и гранат, содержащий включения шпинели (рисунок 36, *д*), раннего силлиманита и биотита (последний минерал отсутствует в составе матрикса). Поздний силлиманит развивается вдоль контактов зерен кордиерита, замещая

этот минерал (рисунок 36, *e*). Светлая слюда входит в состав нитевидных секущих прожилков и редких мелкочешуйчатых скоплений.

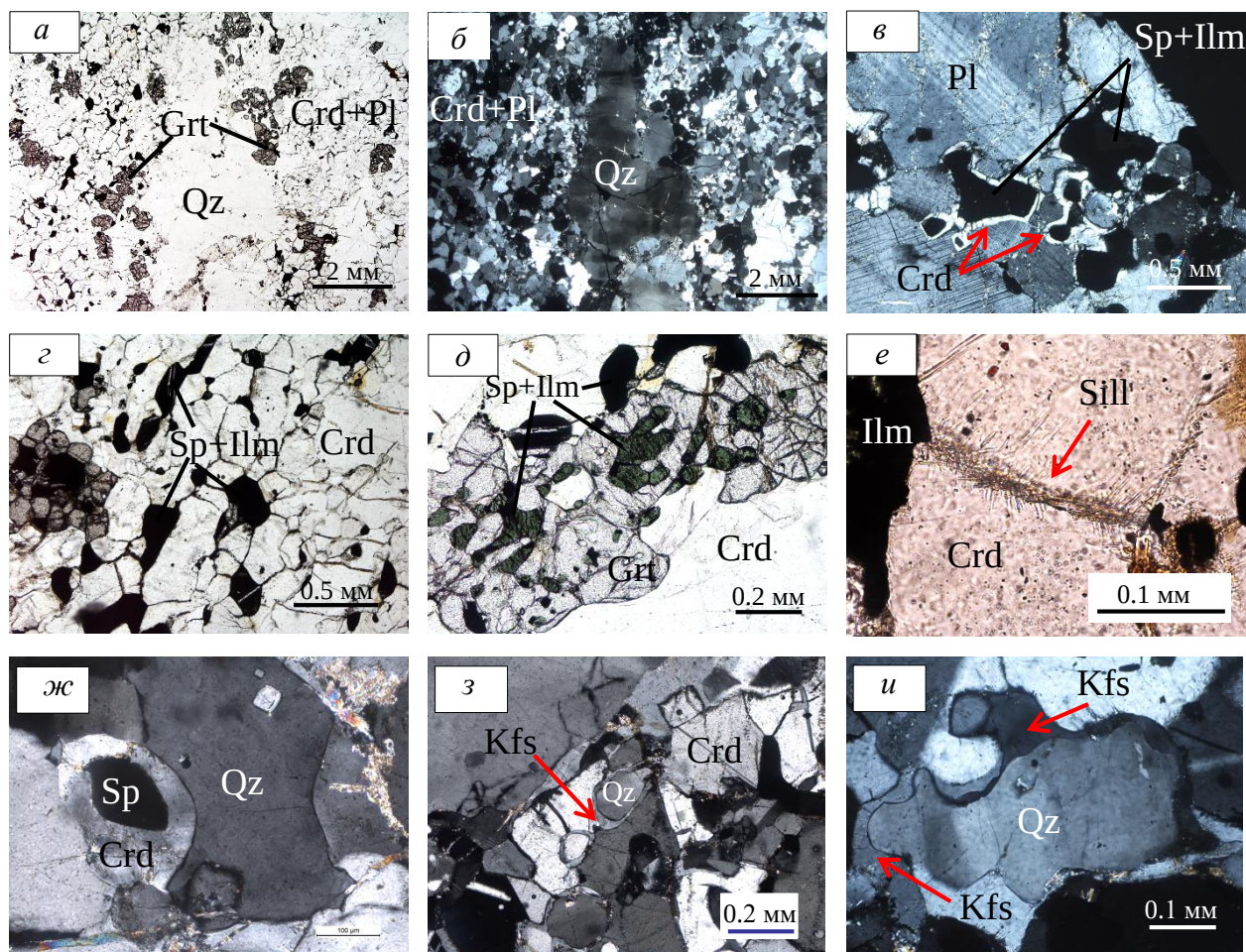


Рисунок 36 – Взаимоотношения минералов в гранат–кордиеритовом гранулите. **Обр. 75.** Изображения в проходящем свете (*a, г–е* – без анализатора, *б, в, ж–и* – с анализатором): *a–б* – линзовидный прослой кварца в мелкозернистом кордиерит-гранатовом агрегате; *в* – агрегат зерен плагиоклаза с включениями шпинели и ильменита, окруженными каемками кордиерита; *г* – агрегат полигональных зерен кордиерита и ильменита; *д* – гранат с включениями зеленой шпинели. В сростании с гранатом – зерна ильменита с ламелями корунда; *е* – поздний силлиманит, развивающийся вдоль контактов зерен кордиерита; *ж* – шпинель с короной кордиерита в кварце; *з, и* – зерна кварца с каемками калиевого полевого шпата, служащими признаком частичного плавления породы

Шпинель в виде зерен размером 0.05–0.2 мм образует включения в гранате, кварце (рисунок 36, *г, д*), плагиоклазе и кордиерите, часто находится в сростании с магнетитом и ильменитом. Два последних минерала совместно с корундом слагают сростки чередующихся пластинчатых кристаллов. Вокруг зерен шпинели и рудных минералов развиваются реакционные каемки плагиоклаза и кордиерита (рисунок 36, *в, ж*). Каемки калиевого полевого шпата,

окружающие зерна кварца (рисунок 36, з, и), интерпретируются как признак частичного плавления породы [155].

Образец 78. Гранат-кордиеритовый гранулит. Количественный минеральный состав (%): Crd 25–30, Qz 20–25, Kfs 15–20, Grt 10–15, Mag+Ilm 4–5, Bt 2–3, Pl 1–2, Sp 1, Crn 1, акцессорный циркон, монацит. Порода характеризуется гранобластовой структурой и полосчатой текстурой (рисунок 37, а, б).

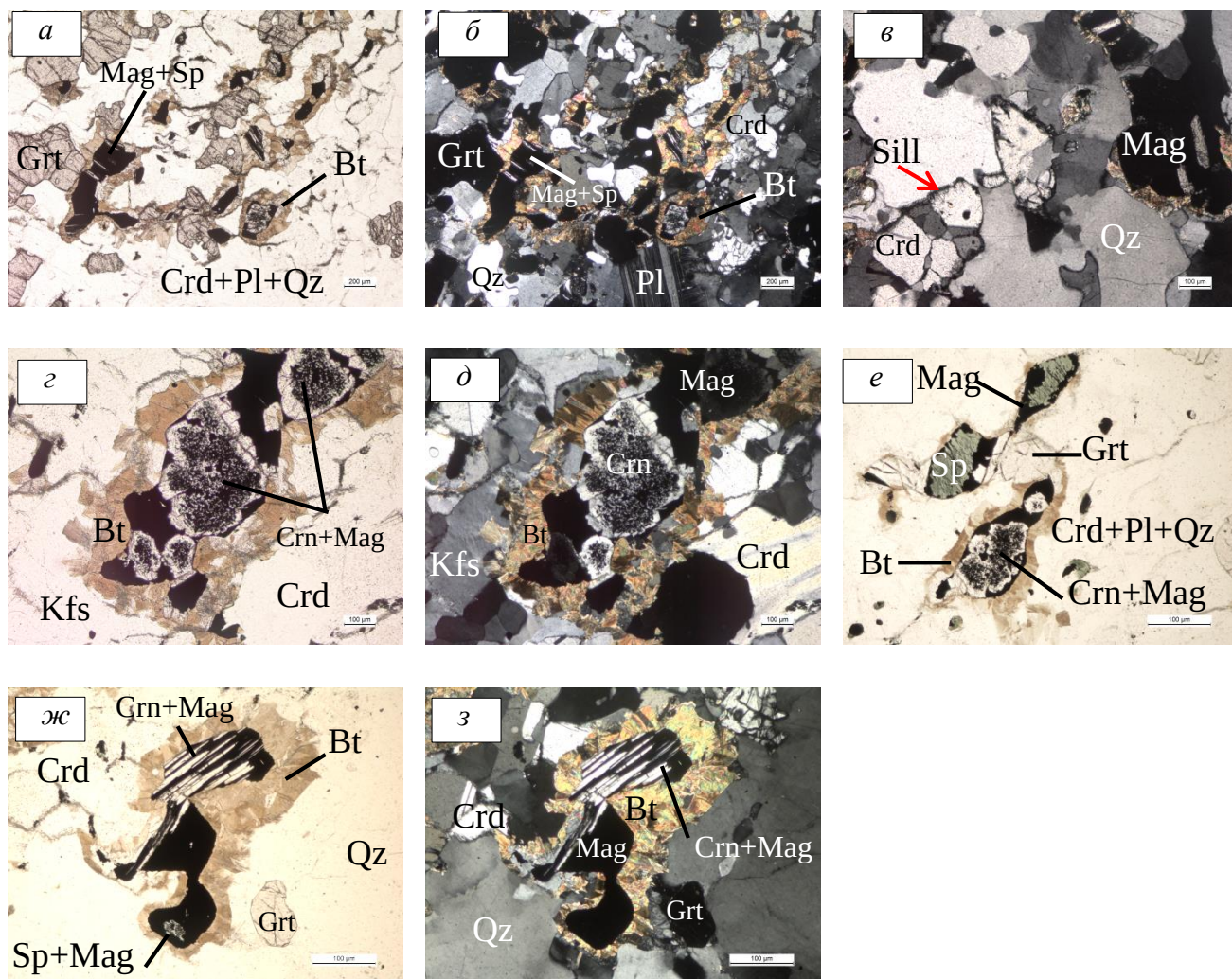


Рисунок 37 – Взаимоотношения минералов в гранат–кордиеритовом гранулите. **Обр. 78.** Изображения в проходящем свете (а, г, е, ж – без анализатора, б, в, д, з – с анализатором): а–б – агрегаты зерен граната в сростании с биотитом и рудными минералами в кварц-полевошпат-кордиеритовом матриксе; в – кварц-кордиеритовый агрегат. Красной стрелкой показан участок развития позднего тонкоигольчатого силлиманита; г–д – магнетит-корундовые сростки зонального строения в сростании с ильменитом в окружении биотитовых корон; е – зерна зеленой шпинели и магнетит-корундовые сростки в окружении биотитовых корон; ж–з – пластинчатые магнетит-ильменит-корундовые сростки в окружении биотитовой короны

Основная ткань породы сложена кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кордиеритом. Встречается мезопертит. Гранат образует агрегаты зерен размером до 1.2 мм, вытянутые вдоль полосчатости. С ними часто ассоциируют биотит и рудные минералы. Содержит включения ильменита, шпинели и корунда. Кордиерит образует изометричные зерна неправильной формы, вдоль которых развивается тонкоигольчатый силлиманит (рисунок 37, в).

Характерной особенностью породы выступает развитие биотитовых корон вокруг выделений рудных минералов. Они представлены зеленой шпинелью и сростками корунда с магнетитом и ильменитом. Выделяется два вида подобных сростков: пластинчатые (магнетит-ильменит-корундовые) и зональные, сложенные в центре магнетитом, по краям - корундом (рисунок 37, г-з).

4.2.3 Гранат-ортопироксен±кордиеритовые гранулиты

Образец 15. *Гранат-ортопироксеновый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Kfs 25–30, Qz 25–30, Орх 15–20, Grt 10–15, Bt 4–5, Ilm 4–5, Crd 4–5, Sil < 1, акцессорный циркон, монацит. Порода характеризуется средне-мелкозернистой лепидогранобластовой структурой и слабовыраженной полосчатой текстурой. Ее основная ткань сложена кварцем, калиевым полевым шпатом и кордиеритом (рисунок 38, а). В основной ткани заключены изометричные, неправильные по форме зерна ортопироксена и более редкого граната, иногда срастающиеся друг с другом, а также с ильменитом и биотитом (рисунок 38, б–г). В скрещенных николях в ортопироксене наблюдаются тонкие ламели распада твердого раствора (рисунок 38, г). Биотит образует пластинчатые кристаллы и их агрегаты, часто находится в реакционных отношениях с ортопироксеном, частично замещая этот минерал (рисунок 38, д-ж). Поздняя генерация биотита участвует в образовании симплектитов совместно с кварцем и калиевым полевым шпатом (рисунок 38, з).

Образец 61. *Гранат-ортопироксен-кордиеритовый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Pl 20–25, Crd 15–20, Grt 15–20, Bt 15–20, Орх 8–10, Qz, Kfs 2–5, Sp, Ilm 1–2, Ctn < 1, акцессорный циркон, монацит. Порода характеризуется порфиробластовой структурой со средне-мелкозернистой лепидогранобластовой структурой основной ткани, сложенной плагиоклазом и кордиеритом при резко подчиненной роли кварца и калиевого полевого шпата (рисунок 39). В плагиоклазе встречены антипертиты. В основной ткани заключены изометричные, неправильные по форме выделения граната и ортопироксена. Два минерала часто образуют сращения между собой и с биотитом, при этом, как правило, ортопироксен обрастает гранат (рисунок 39, д–з), хотя наблюдаются и обратные соотношения (рисунок 39, в, г). Встречены включения ортопироксена в гранате (рисунок 39, н). Часто зерна ортопироксена рассеяны микропрожилками слюдоподобного минерала и сохраняются в виде

реликтов (рисунок 39, *д-к*). Рудные минералы представлены ильменитом и зеленой шпинелью. В основной ткани они приурочены к интерстициям кордиеритового агрегата (рисунок 39, *л, м*) и образуют сростки, в состав которых могут дополнительно входить пластинчатые выделения корунда (рисунок 39, *о*). Те же минералы, а также биотит, образуют включения в гранате (рисунок 39, *п*).

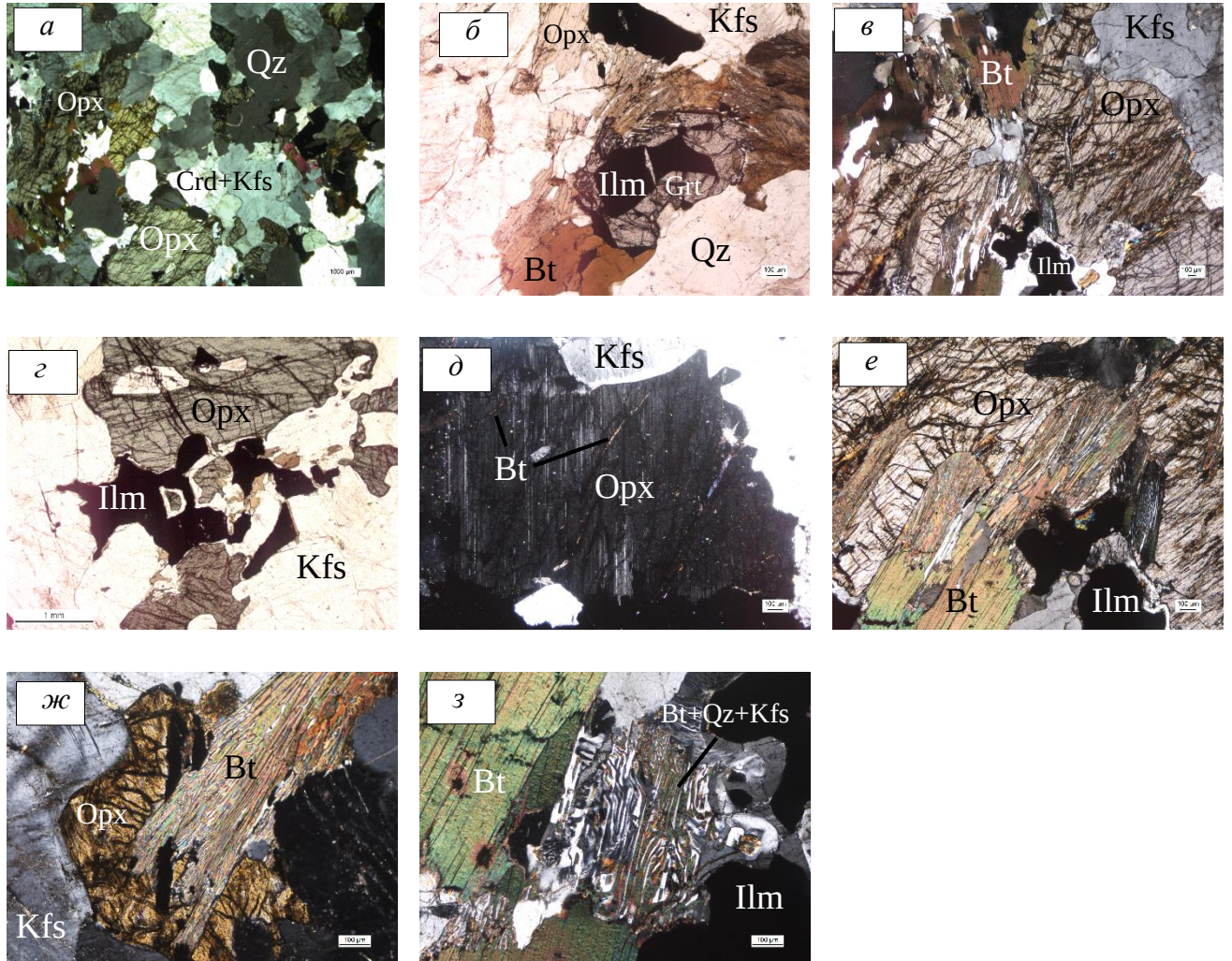


Рисунок 38 – Взаимоотношения минералов в гранат–ортопироксеновом гранулите. **Обр. 15.**

Изображения в проходящем свете (*б, г* – без анализатора, *а, в, д-з* – с анализатором):

а – агрегат кварца и калиевого полевого шпата с зернами ортопироксена; *б-г* – зерна граната и ортопироксена в срастании с биотитом и ильменитом; *д* – ламели распада твердого раствора в ортопироксене; *е-ж* – замещение ортопироксена биотитом; *з* – биотит-калишпат-кварцевый

симплектит

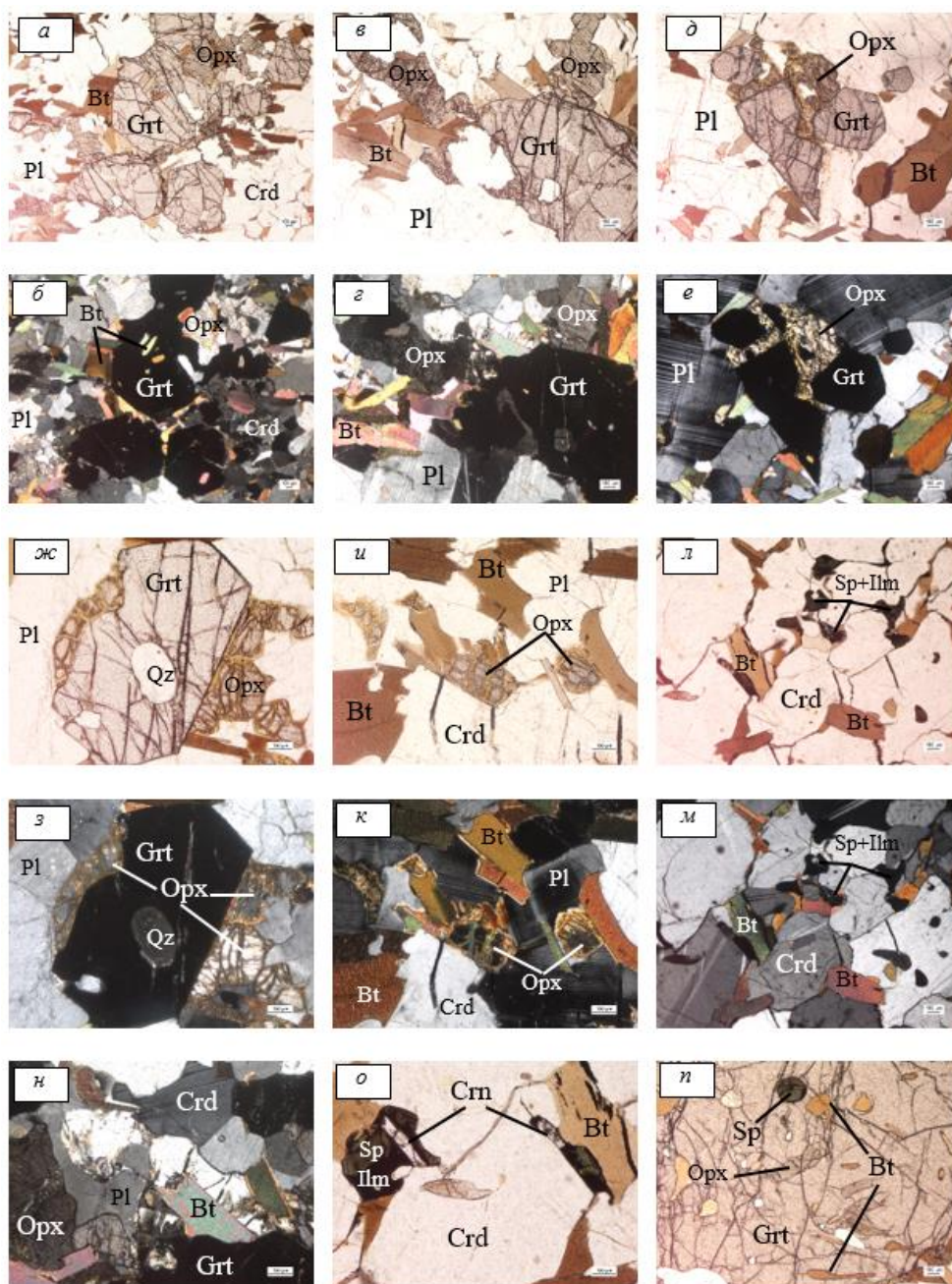


Рисунок 39 – Взаимоотношения минералов в гранат-ортопироксен-кордиеритовом гранулите.

Обр. 61. Изображения в проходящем свете (*а, в, д, ж, и, л, о, п* – без анализатора, *б, г, е, з, к, м, н* – с анализатором): *а – г* – порфиробластовые выделения граната в сростании с ортопироксеном и биотитом; *в–г* – сросток более идиоморфного ортопироксена и граната; *д–з* – обрастание граната ортопироксеном; зерна ортопироксена рассечены микропрожилками слюдopodobного агрегата; *и–к* – реликты зерен ортопироксена, частично замещенного поздним слюдopodobным минералом; *л–м* – зерна ильмениты и зеленой шпинели в интерстициях кордиеритового агрегата; *н* – агрегат зерен кордиерита, плагиоклаза и биотита в основной ткани породы; *о* – сростки ильменита, зеленой шпинели и корунда; *п* – включения ортопироксена, зеленой шпинели и биотита в гранате

Образец 63. *Гранат-ортопироксен-кордиеритовый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Grt 25–30, Qz 20–25, Crd 10–15, Kfs 10–15, Bt 6–7, Mag+Ilm 3–4, Sp 2–3, Орх < 1, акцессорный циркон, монацит. Порода характеризуется лепидогранобластовой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной наличием линзовидных гранат-биотитовых прослоев в кварц-калишпат-кордиеритовой основной ткани (рисунок 40, а). Последняя содержит многочисленные зерна мезопертита (рисунок 40, б) и редкие зерна ортопироксена (рисунок 40, в). Гранат образует порфиробластовые выделения вытянутой формы с включениями биотита, игольчатого силлиманита (рисунок 40, г, д), зеленой шпинели, ильменита и корунда (рисунок 40, к). Эти же минералы встречаются в основной ткани и приурочены к интерстициям кордиеритового агрегата (рисунок 40, ж, з, л). Ортопироксен подвержен вторичным изменениям (рисунок 40, в). Биотит наблюдается в виде пластинчатых кристаллов, сростающихся с гранатом; нередко кварц-биотитовые симплектиты [7] (рисунок 40, е, м).

Образец 87. *Гранат-ортопироксеновый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Qz 35–40, Kfs 25–30, Орх 10–15, Pl 10, Mag + Ilm 5–6, Grt 1–2, Bt < 1, акцессорный циркон. Порода характеризуется мелко-среднезернистой гранобластовой структурой и слабовыраженной полосчатой текстурой. Основная ткань породы сложена кварц-калишпат-плагиоклазовым агрегатом, в котором рассеяны мелкие зерна ортопироксена, биотита и более редкого граната (рисунок 41, а–г). Плагиоклаз характеризуется присутствием антипертитов (рисунок 41, д–е). Рудные минералы представлены ильменитом, вокруг зерен которого иногда развиваются каёмки позднего биотита (рисунок 41, в–г).

Образец 116. *Гранат-ортопироксеновый гранулит.* Количественный минеральный состав (%): Kfs 35–40, Qz 25–30, Pl 15–20, Grt 5–6, Bt 2–3, Орх 1–2, Mag + Ilm < 1, акцессорный циркон. Порода характеризуется гранобластовой структурой и слабо выраженной полосчатой структурой. Сложена среднезернистым кварц-полевошпатовым агрегатом, в котором рассеяны порфиробласты граната, более мелкие призматические зерна ортопироксена и пластинки биотита (рисунок 42, а–в). В гранате наблюдаются включения ильменита. Ортопироксен подвергнут вторичным изменениям и частично замещен агрегатами слюдоподобного минерала (рисунок 42, г–з). Биотит образует симплектиты с кварцем и оторочки вокруг зерен ильменита.

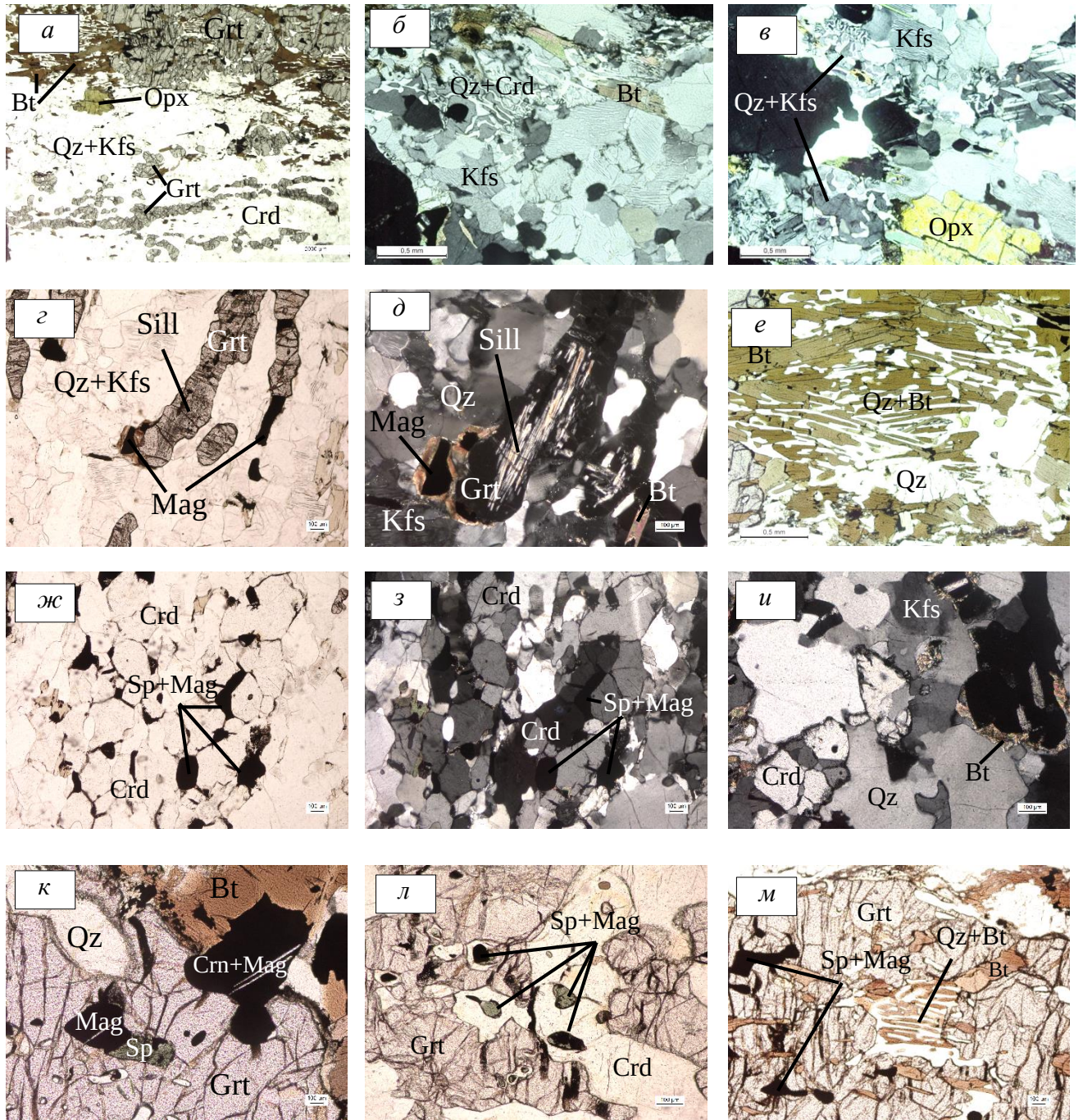


Рисунок 40 – Взаимоотношения минералов в ортопироксен-гранат-кордиеритовом гнейсе. **Обр.**

63. Изображения в проходящем свете (*а, г, е, ж, к, л, м* – без анализатора, *б, в, д, з, и* – с анализатором): *а* – линзовидный гранат-биотитовый прослой в кварц-калишпат-кордиеритовой основной ткани; *б–в* – кварц-калишпат-кордиеритовые агрегаты с зернами мезопертита, измененного пироксена и калишпат-кварцевыми симплектитам; *г–д* – гранат с игольчатыми включениями силлиманита; *е* – кварц-биотитовый симплектит; *ж–з* – агрегат зерен кордиерита, к интерстициям которого приурочены зерна ильменита; *к* – кварц-кордиеритовый агрегат; включения корунд-ильменит-магнетитовых сростков в гранате; *л* – зерна зеленой шпинели в интерстициях кордиеритового агрегата; *м* – кварц-биотитовый симплектит, замещающий гранат

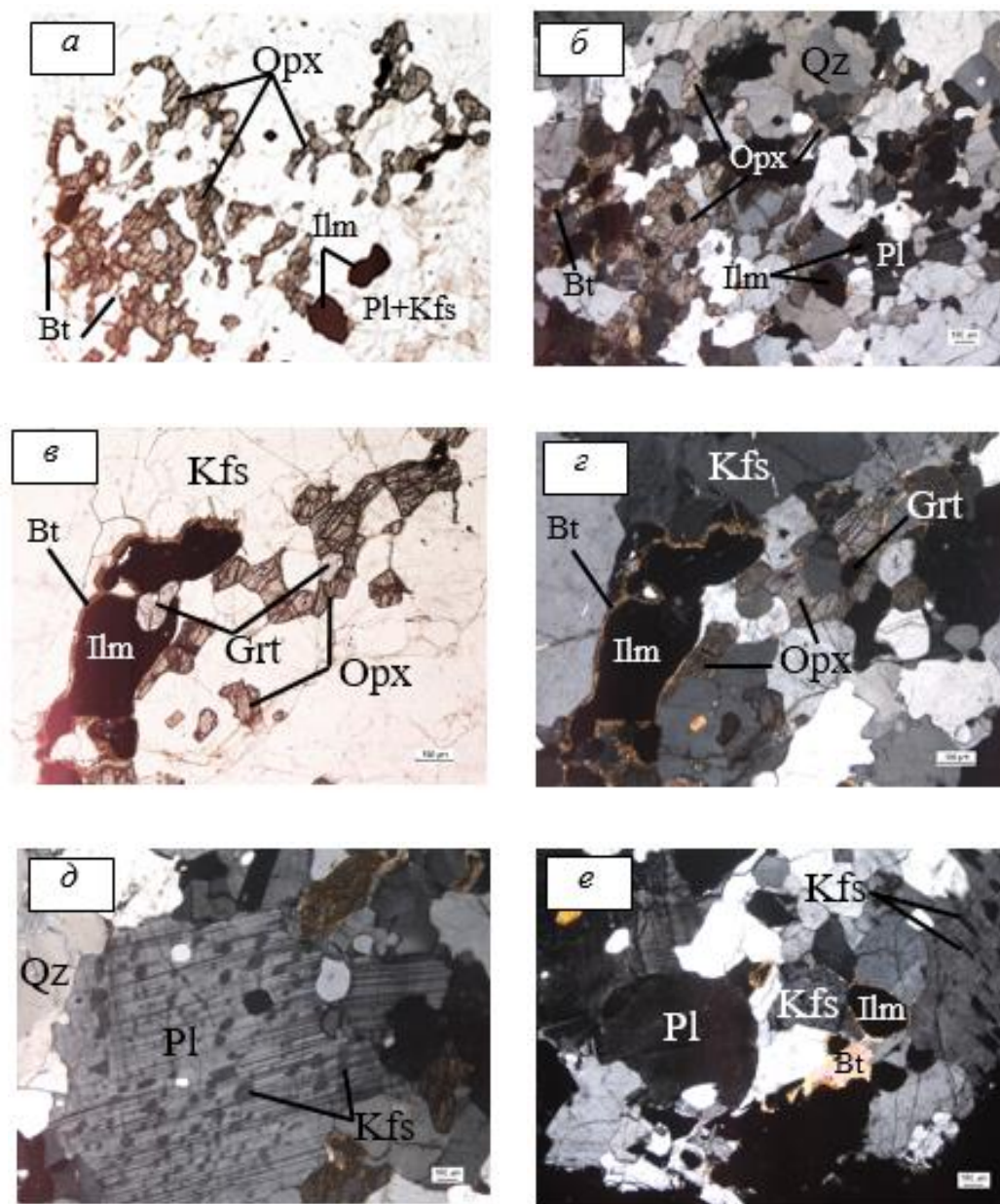


Рисунок 41 – Взаимоотношения минералов в гранат-ортопироксеновом гранулите. **Обр. 87.**

Изображения в проходящем свете (*а, в* – без анализатора, *б, г, д, е* – с анализатором):
а–г – мелкие зерна ортопироксена, биотита и более редкого граната, рассеянные кварц-калишпат-плаггиоклазовом агрегате;
в–г – развитие позднего биотита по границе зерен ильменита;
д–е – плаггиоклаз с антипертитами

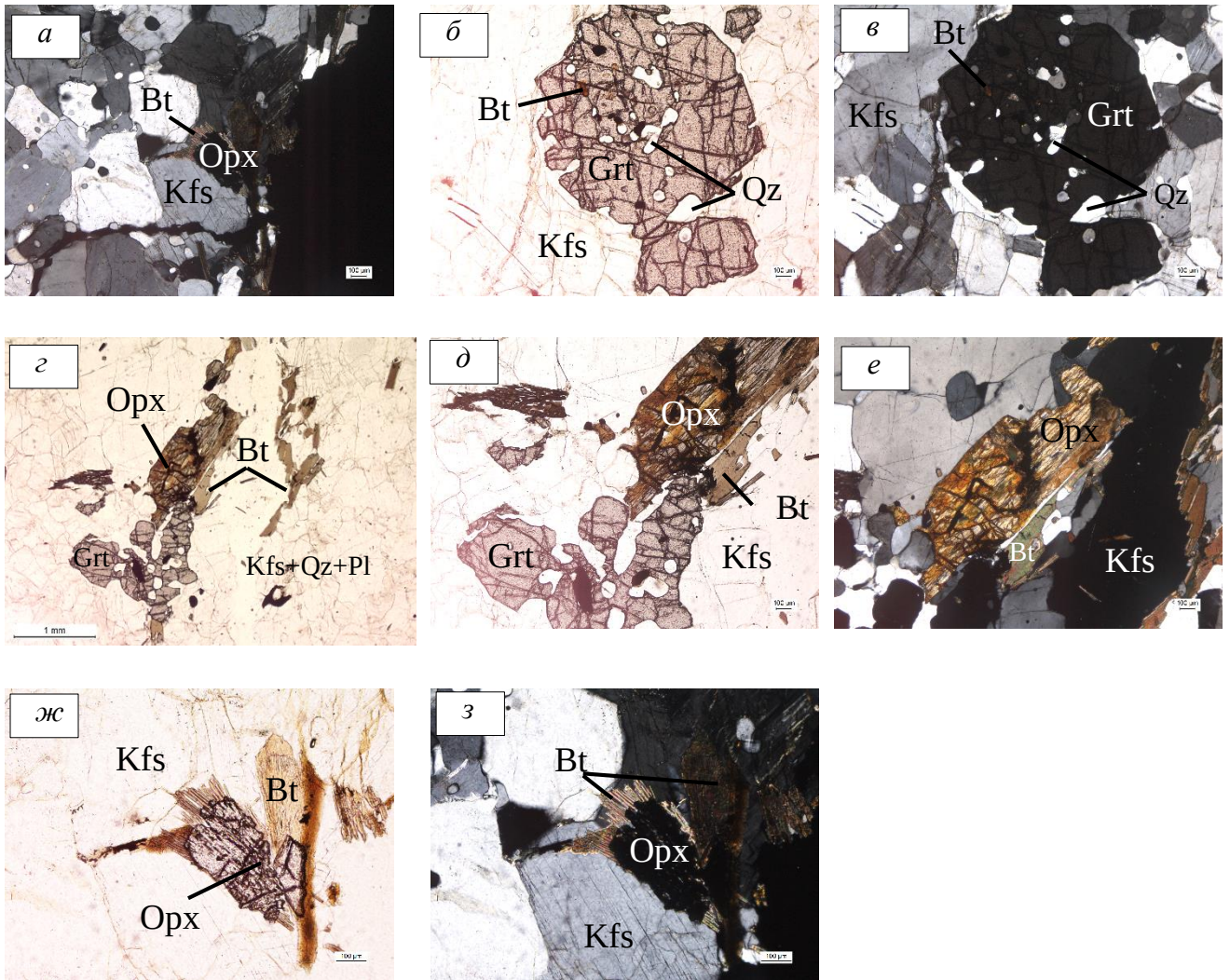


Рисунок 42 – Взаимоотношения минералов в гранат-ортопироксеновом гранулите. **Обр. 116.** Изображения в проходящем свете (б, г, д, ж – без анализатора, а, в, е, з – с анализатором): а – кварц-полевошпатовый агрегат, слагающий основную ткань породы; б–в – порфиробласт граната с включениями ильменита; г–з – призматические зерна частично измененного ортопироксена

4.3 Особенности состава и взаимоотношения породообразующих минералов

Образец 2а. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.68–0.75), ядра граната характеризуются повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.29–0.31), которое снижается в краевых частях до (X_{Mg} 0.24–0.25), особенно на контактах с биотитом. Содержанияgrossулярового и спессартинового миналов понижено ($X_{Ca} \leq 0.01$, $X_{Mn} \leq 0.02$). Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.66–0.80] отличается умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 16.4–17.6 мас. %) и повышенной титанистостью (TiO_2 3.1–6.1 мас. %; [3]), однако, содержание титана в поздней генерации биотита снижается (TiO_2 1.2–3.0 мас. %) (рисунок 43, г). Биотит из включений в гранате более магнезиальный ($Mg\#$ 0.78), чем биотит в

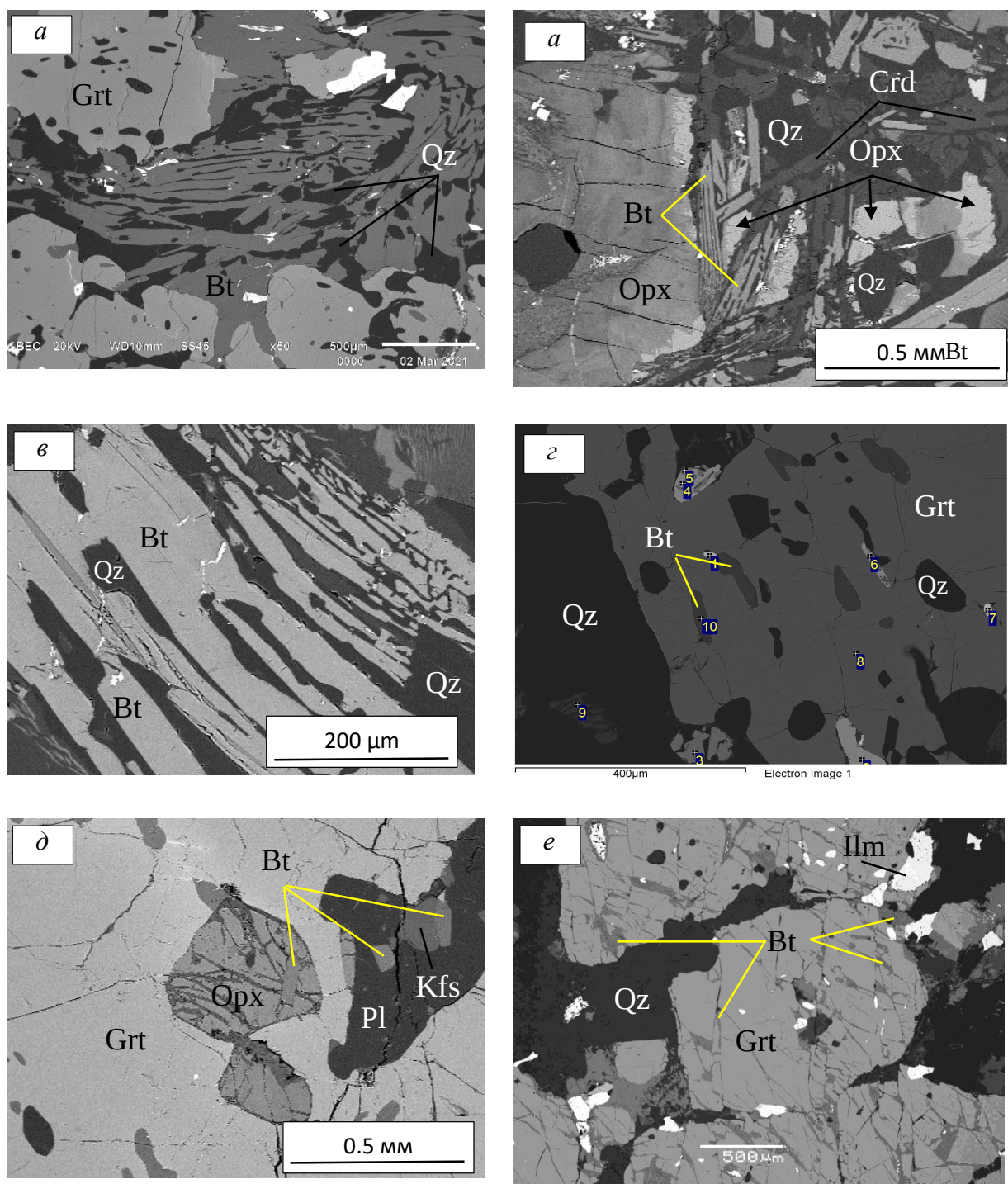


Рисунок 43 – Взаимоотношения биотита с другими породообразующими минералами: *a-b* – симплектитовые срастания кварца с биотитом ± кордиеритом в образце 63; *в* – кварц-биотитовые симплектиты в образце 15; *г* – включения биотита в гранате с высоким содержанием титана, образец 2а; *д* – включения биотита в ортопироксене с высоким содержанием титана, образец 61; *е* – развитие поздней генерации биотита по трещинам в гранате, образец 35

матриксе ($Mg\#$ 0.65–0.70). Кордиерит – высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.78–0.84). Калиевый полевой шпат по составу близок к чистому ортоклазу (X_{Ort} 0.84–0.94) и содержит обильные пертиты почти чистого альбита (X_{Ab} 0.92–1.00). Реинтегрированный состав полевого шпата (X_{Ab} 0.63–0.67, X_{Ort} 0.37–0.33) указывает на преобладание в его составе альбитового компонента. Отсутствие в составе минерального твердого раствора анортита объясняется низким содержанием CaO в породе (0.30 мас. %).

Образец 11а. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.55–0.76), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала в центральной части (X_{Mg} 0.34–0.43) с постепенным снижением в краевых частях до (X_{Mg} 0.23–0.33) (рисунок 44 в-з), пониженными –grossулярового и спессартинового миналов (X_{Ca} 0.02–0.04, X_{Mn} 0.02–0.04). Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.62–0.80] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 2.4–5.3 мас. %) и умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 13.7–16.8 мас. %). Биотит из включений в гранате более магнезиальный ($Mg\#$ 0.84–0.85), чем биотит в матриксе ($Mg\#$ 0.72–0.75). Кордиерит – высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.68–0.80). Калиевый полевой шпат отвечает формуле $Ort_{0.84-1.00}Ab_{0.16-0.00}$. Плагиоклаз представлен андезин-лабрадором An_{48-54} , в некоторых случаях зерна плагиоклаза содержат антипертиты состава $Ort_{88-93}Ab_{12-7}$ (рисунок 45, з; 46, б-з).

Образец 15. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.58–0.75), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала в центральной части (X_{Mg} 0.31–0.43) с постепенным снижением в краевых частях до (X_{Mg} 0.21–0.30) (рисунок 44 ж-з), пониженными –grossулярового и спессартинового миналов ($X_{Ca} \leq 0.02$, $X_{Mn} \leq 0.02$). Ортопироксен по составу отвечает железистому энстатиту (X_{Mg} 0.57–0.62) с повышенным содержанием алюминия (Al_2O_3 6.7–9.0 мас. %), незначительным содержанием титана ($TiO_2 \leq 0.4$ мас. %) и кальция ($CaO \leq 0.2$ мас. %) (рисунок 47, б). В пироксене отмечена слабовыраженная зональность: от центра к краям кристаллов уменьшается содержание глинозема от 7.8–8.2 до 6.8–7.2 мас. % Al_2O_3 (рисунок 47, д, е). Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.64–0.78] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 3.6–4.5 мас. %) и умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 14.4–16.0 мас. %) (рисунок 43, в). Кордиерит – высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.76–0.79). Сумма анализа составляет 94.7–96.2 мас. %, что может быть связано с вхождением летучих в структурные каналы минерала [23]. Мезопертит (рисунок 45, д-е) сложен тонкими прорастаниями альбита (X_{Ab} 0.92–0.93, X_{An} 0.07–0.06, X_{Ort} 0.01) и калиевого полевого шпата (X_{Ort} 0.58–0.60, X_{Ab} 0.37–0.36, X_{An} 0.05–0.04). Реинтегрированный состав мезопертита (X_{Ab} 0.74–0.79, X_{Ort} 0.20–0.14, X_{An} 0.06–0.07) отвечает кали-натровому полевому шпату, в составе которого преобладает альбитовый компонент.

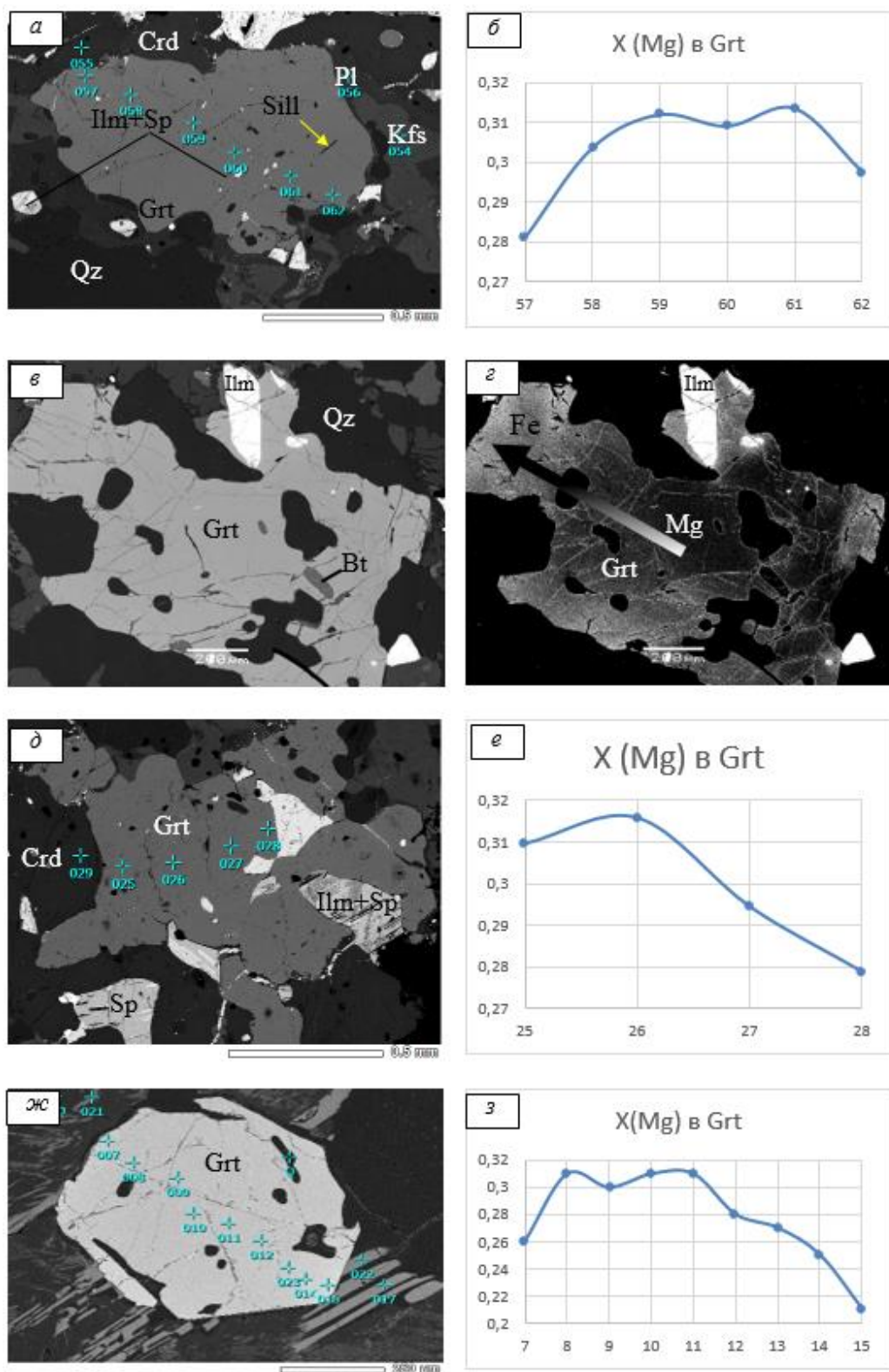


Рисунок 44 – Порфиробласты граната в гранулитах и концентрационные профили:
 а–б – порфиробласт граната с включением раннего парагенезиса силлиманита и изменение содержания пиропового минала вдоль профиля в образце 75; в–г – порфиробласт граната в образце 11а и изменение его состава от центра к краевой части; д–е – порфиробласт граната и изменение содержания пиропового минала вдоль профиля в образце 75; ж–з – порфиробласт граната и изменение содержания пиропового минала вдоль профиля в образце 15

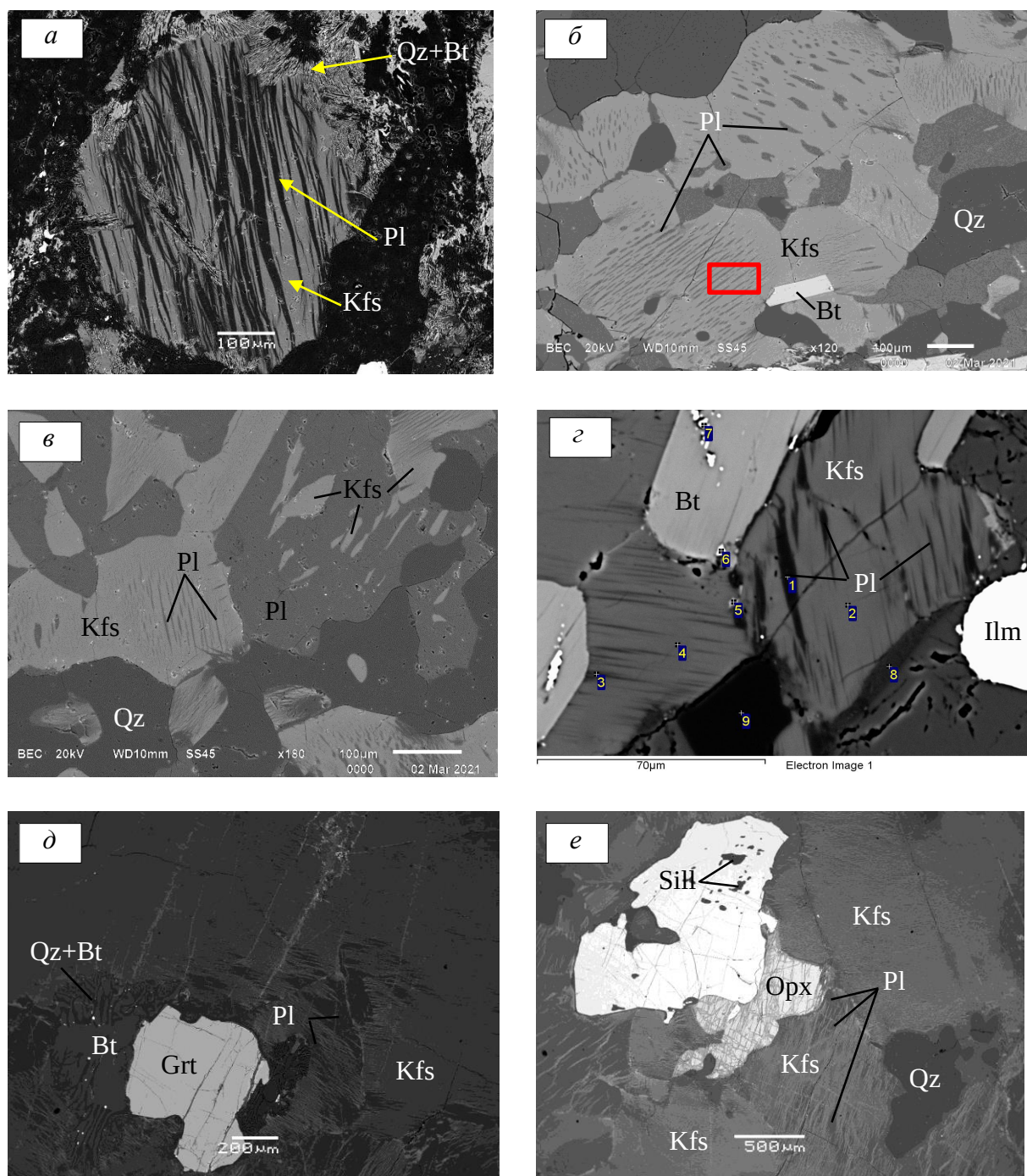


Рисунок 45 – Выделения калиевого полевого шпата в гранулитах:

a – мезопертит с оторочкой кварц-биотитовых симплектитов в образце 2а; *б-в* – мезопертиты и антипертиты в образце 63. Красной рамкой оконтурена область измерения состава реинтегрированного полевого шпата методом площадного сканирования; *г* – мезопертиты в графитсодержащем гранулите, образец 11а; *д-е* – мезопертиты в гранат-ортопироксеновом гранулите, образец 15

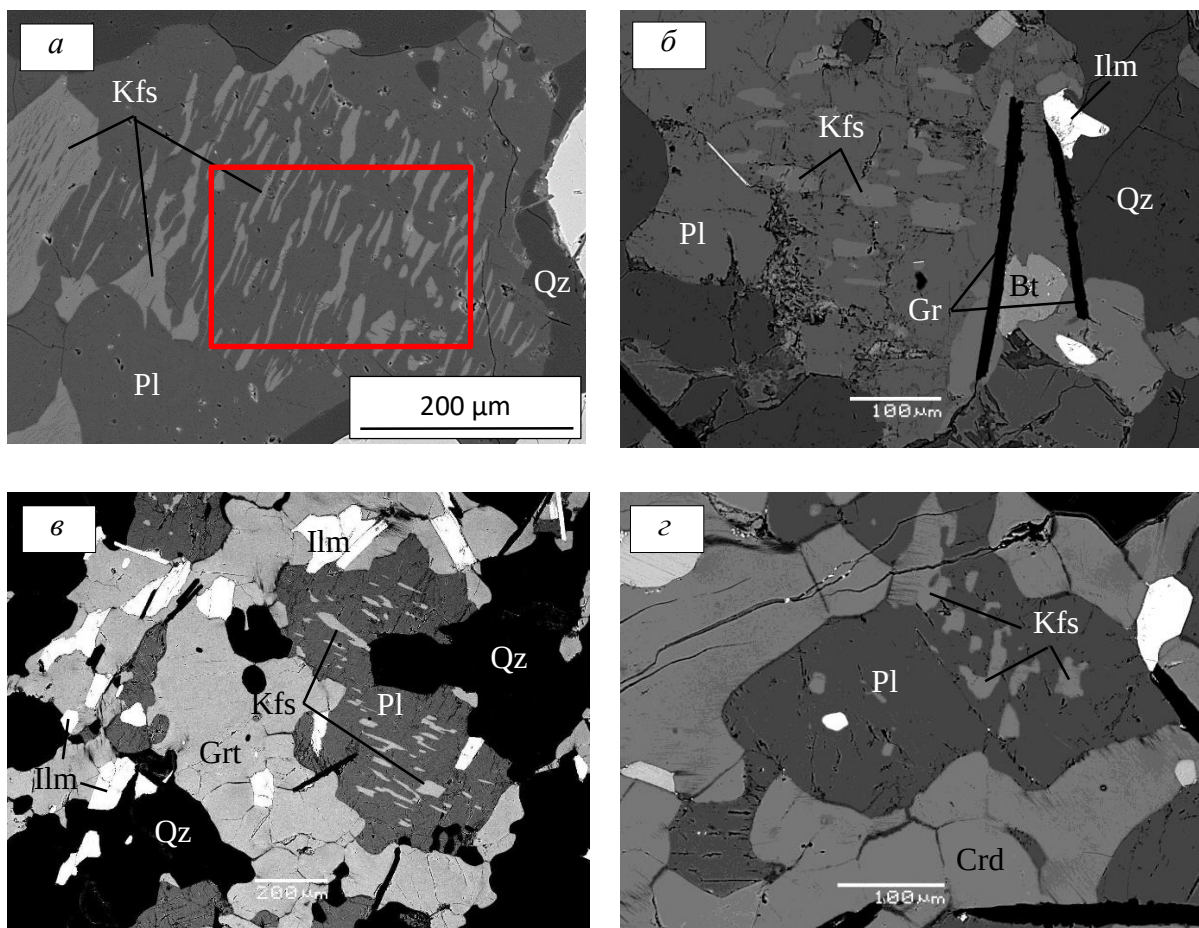


Рисунок 46 – Выделения плагиоклаза в гранулитах:

а – антипертит в гранат-ортопироксеновом гранулите, образец 63. Красной рамкой ооконтурена область измерения состава реинтегрированного полевого шпата методом площадного сканирования; *б–г* – антипертиты в графитсодержащем гранулите, образец 11а

Образец 35. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.76–0.82), зональность отсутствует, характеризуется незначительным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.14–0.21), пониженными – гроссулярового и спессартинового миналов (X_{Ca} 0.03–0.05, $X_{Mn} \leq 0.02$). Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.52–0.61] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 2.6–5.1 мас. %) и глиноземистостью (Al_2O_3 16.8–19.8 мас. %). Калиевый полевой шпат отвечает формуле $Ort_{0.88-0.87}Ab_{0.13-0.12}$ (рисунок 43, *е*).

Образец 55. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.56–0.65), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.29–0.39), пониженными – гроссулярового и спессартинового миналов (X_{Ca} 0.02–0.03, X_{Mn} 0.02–0.04). Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.69–0.79] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 3.4–4.7 мас. %) и умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 14.6–16.2 мас. %).

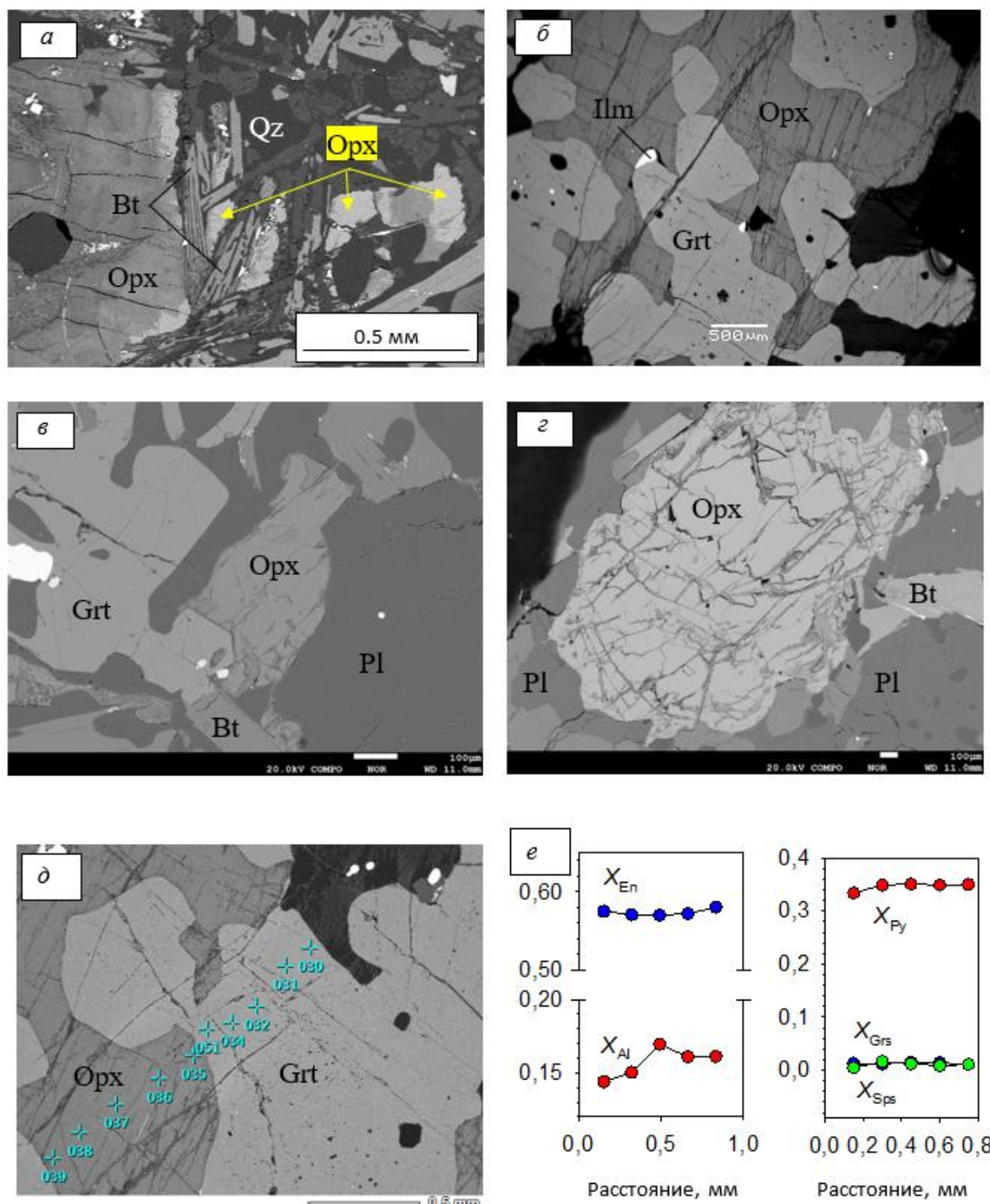


Рисунок 47 – Выделения ортопироксена в гранулитах:

a – реликтовые зерна ортопироксена, окруженные кварц-биотит-кордиеритовыми симплектитам, образец 63; *б* – крупные зерна ортопироксена в сростании гранатом, образец 15; *в* – ортопироксен на контакте с гранатом (более магнезиальный, с пониженным содержанием глинозема), образец 116; *г* – крупное зерно ортопироксена, подверженное вторичным изменениям на границах трещин, наиболее представительные анализы получены в центральной части, вдали от трещин, образец 116; *д* – разметка профиля для зерен ортопироксена и граната, образец 15; *е* – зональность профиля край-ядро-край для ортопироксена и граната, образец 15

Биотит из включений в гранате более магнезиальный ($Mg\#$ 0.78–0.79), чем биотит в матриксе ($Mg\#$ 0.73–0.77). Калиевый полевой шпат отвечает формуле $Ort_{0.93-0.87}Ab_{0.13-0.07}$. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином An_{27-38} .

Образец 61. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.52–0.61), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.39–0.40), на контактах с ортопироксеном содержание снижается до (X_{Mg} 0.34–0.36), а на контакте с биотитом оно снижено до X_{Mg} 0.30. Содержанияgrossулярового и спессартинового миналов пониженные (X_{Ca} 0.02–0.03, X_{Mn} 0.04–0.06). Ортопироксен по составу отвечает железистому энстатиту (X_{Mg} 0.62–0.65) с повышенным содержанием алюминия (Al_2O_3 6.4–8.2 мас. %), незначительным содержанием кальция ($CaO \leq 0.2$ мас. %). В пироксене отмечена слабо выраженная зональность: от центра к краям кристаллов уменьшается содержание глинозема от 8.0 до 7.5 мас. % Al_2O_3 (рисунок 48, в, г).

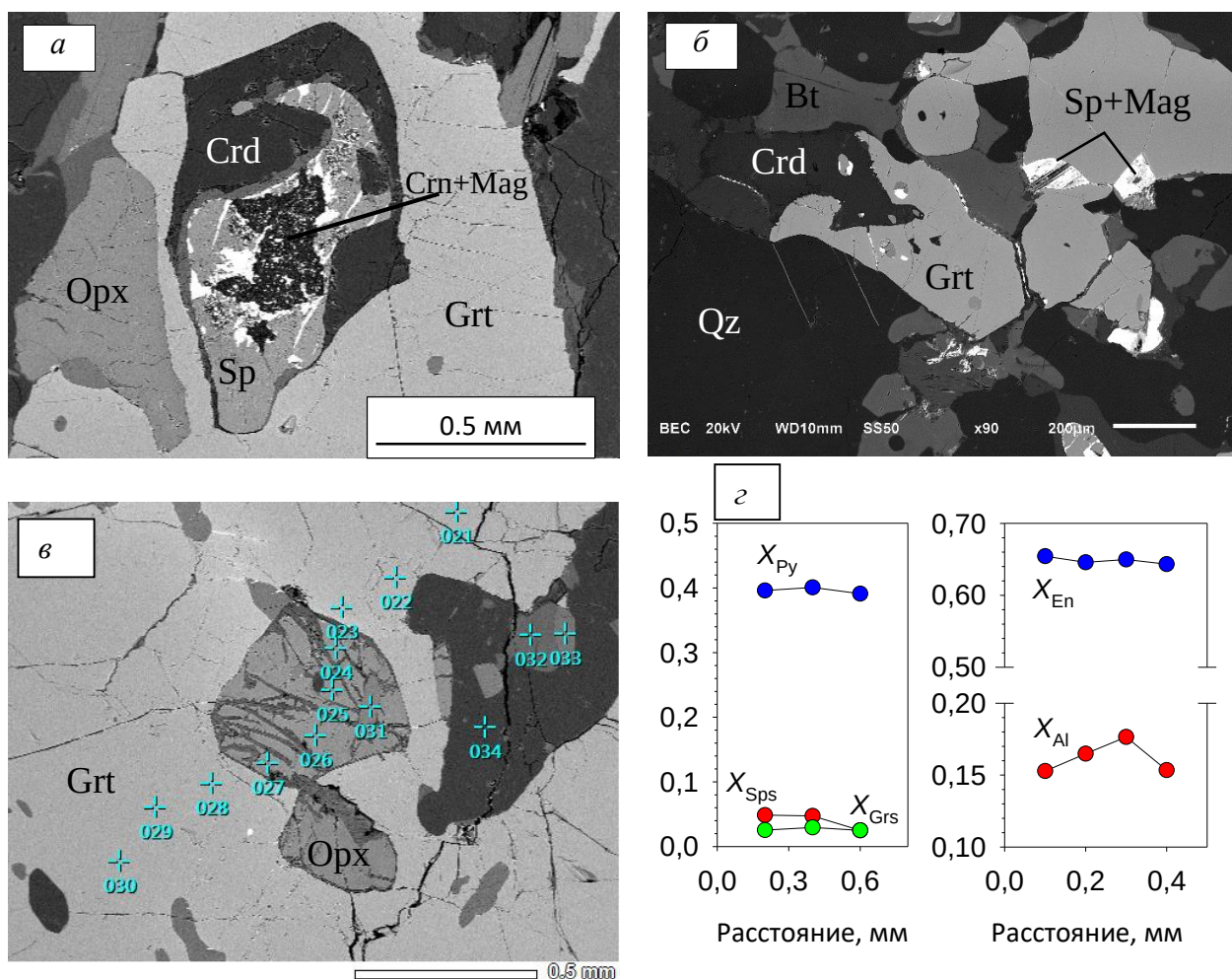


Рисунок 48 – Выделения кордиерита и ортопироксена в гранулитах: а – кордиерит в виде включения в гранате и в контакте шпинель-магнетит-корундовых сростков, образец 61; б – кордиерит в сростании с гранатом, на границе двух минералов образуется поздняя генерация силлиманита, образец 75; в – разметка профиля для зерен ортопироксена и граната, образец 61; г – зональность профиля край-ядро-край для ортопироксена и граната, образец 61

Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.68–0.80] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 3.9–4.5 мас. %) и умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 14.9–16.8 мас. %) (рисунок 43, д). Кордиерит – высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.76–0.88), сумма анализа равна 94.3–97.5 мас. %. Калиевый полевой шпат отвечает формуле $Ort_{0.97-0.92}Ab_{0.08-0.03}$. Плагиоклаз представлен олигоклазом-андезином An_{27-38} .

Образец 63. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.59–0.66), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.36–0.38), на контактах с биотитом и кордиеритом содержание пиропового минала снижается до (X_{Mg} 0.29–0.32). Содержаниеgrossулярового и спессартинового миналов пониженное (X_{Ca} 0.02, X_{Mn} 0.01–0.03). Ортопироксен по составу отвечает железистому энстатиту (X_{Mg} 0.58–0.65) с повышенным содержанием алюминия (Al_2O_3 7.3–9.2 мас. %), незначительным содержанием кальция ($CaO \leq 0.2$ мас. %) (рисунок 47, а). Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.64–0.80] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 3.2–4.7 мас. %) и умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 14.2–16.2 мас. %) (рисунок 43, а-б). Кордиерит – высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.82–0.89), сумма анализа равна 95.9–97.4 мас. %. Калиевый полевой шпат представлен мезопертитом, состав матрикса которого ($Ort_{0.87-0.86}Ab_{0.14-0.13}$), совпадает с составом ламелей в антипертитовом плагиоклазе $Ort_{0.85}Ab_{0.15}$ (рисунок 45, б-в). Такое же соответствие составов имеет место между матриксом антипертитового плагиоклаза $Ab_{0.78}An_{0.22}$ и составом ламелей в мезопертите $Ab_{0.78-0.77}An_{0.20-0.22}Ort_{0.02-0.01}$ (рисунок 46, а). Реинтегрированные составы мезопертитового и антипертитового полевого шпатов – X_{Ort} 0.60, X_{Ab} 0.33, X_{An} 0.07 и X_{Ab} 0.64, X_{Ort} 0.19, X_{An} 0.17 соответственно.

Образец 67. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.57–0.63), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.33–0.39), пониженными – grossулярового и спессартинового миналов (X_{Ca} 0.02, X_{Mn} 0.01–0.02). Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.75–0.78] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 3.3–4.9 мас. %) и глиноземистостью (Al_2O_3 14.8–15.6 мас. %). Кордиерит высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.80–0.85). Калиевый полевой шпат отвечает формуле $Ort_{0.84}Ab_{0.16}$. Плагиоклаз представлен олигоклазом An_{26} .

Образец 75. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.58–0.64), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.28–0.33), пониженными – grossулярового и спессартинового миналов (X_{Ca} 0.02–0.04, X_{Mn} 0.05–0.07). В краевых зонах кристаллов граната наблюдается снижение пиропового минала (рисунок 44 а-б, д-е), особенно на контактах с биотитом и кордиеритом, что свидетельствует о диффузионном обмене фермическими компонентами между двумя минералами на ретроградной стадии. Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ 0.62–0.64] отличается повышенной титанистостью (TiO_2

4.5–4.7 мас. %) и глиноземистостью (Al_2O_3 15.6 мас. %). Кордиерит высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.80–0.86) (рисунок 48, б). Калиевый полевой шпат отвечает формуле $\text{Ort}_{0.90-0.81}\text{Ab}_{0.19-0.10}$. Плагиоклаз представлен андезином An_{34-36} .

Образец 78. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.61–0.66), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала в центральной части (X_{Mg} 0.28–0.31) с постепенным снижением в краевых частях до (X_{Mg} 0.24–0.27). Содержаниеgrossулярового и спессартинового миналов пониженное (X_{Ca} 0.03–0.04, X_{Mn} 0.04–0.10). Биотит [флогопит с магнезиальностью $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 0.67–0.74] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 2.3–3.7 мас. %) и глиноземистостью (Al_2O_3 13.6–18.5 мас. %). Кордиерит высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.80–0.85). Калиевый полевой шпат отвечает формуле $\text{Ort}_{0.91-0.89}\text{Ab}_{0.11-0.09}$. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином An_{24-36} .

Образец 87. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.59–0.65), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.24–0.30), пониженными – grossулярового и спессартинового миналов (X_{Ca} 0.04, X_{Mn} 0.06–0.07). Ортопироксен по составу отвечает железистому энстатиту (X_{Mg} 0.48–0.59) с повышенным содержанием алюминия (Al_2O_3 5.0–9.0 мас. %), незначительным содержанием титана ($\text{TiO}_2 \leq 0.2$ мас. %) и кальция ($\text{CaO} \leq 0.8$ мас. %). Биотит [флогопит с магнезиальностью $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 0.60] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 3.6 мас. %) и умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 17.0 мас. %). Калиевый полевой шпат отвечает формуле $\text{Ort}_{0.92-0.91}\text{Ab}_{0.09-0.08}$. Плагиоклаз представлен андезином An_{30-32} .

Образец 116. Гранат представлен альмандином (X_{Fe} 0.61–0.67), характеризуется повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.29–0.33), на контактах с ортопироксеном содержание снижается до X_{Mg} 0.25, а на контакте с биотитом оно снижено до (X_{Mg} 0.23–0.24). Содержание grossулярового и спессартинового миналов пониженное (X_{Ca} 0.03, X_{Mn} 0.02–0.03). Ортопироксен по составу отвечает железистому энстатиту (X_{Mg} 0.55–0.56) с умеренным содержанием алюминия (Al_2O_3 4.2–6.3 мас. %), незначительным содержанием титана ($\text{TiO}_2 \leq 0.1$ мас. %) и кальция ($\text{CaO} \leq 0.2$ мас. %) (рисунок 47, в-г). Биотит [флогопит с магнезиальностью $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 0.61–0.65] отличается повышенной титанистостью (TiO_2 4.2–4.8 мас. %) и умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 17.2–17.3 мас. %). Калиевый полевой шпат отвечает формуле $\text{Ort}_{0.90-0.75}\text{Ab}_{0.25-0.10}$. Плагиоклаз представлен олигоклазом An_{26-28} .

4.4 Особенности микроэлементного состава кварца, граната и ортопироксена

Сводные данные о микроэлементном составе изученных минералов приведены в таблицах 3 и 4.

Таблица 3 – Концентрации микроэлементов (ppm) в кварце из изученных гранулитов и результаты термобарометрических расчетов

Образец	15	15	63	63	75	75	75	78	78	78	78
Анализ	1	2	10	11	18	19	20	1	2	3	4
Li	0.09	0.07	0.24	0.74	0.04	0.07	0.09	0.40	0.12	0.03	0.04
Na	10.1	10.4	132	1460	104	131	259	8.42	7.60	4.54	15.9
Al	88.0	61.4	131	140	177	132	125	23.7	22.9	33.4	78.9
K	9.44	7.80	70.5	957	143	296	307	20.0	26.7	21.0	62.2
Ti	165	154	108	173	264	280	245	244	221	155	223
Mn	0.33	0.24	0.43	1.32	2.65	1.78	1.79	0.55	0.63	0.69	1.25
Fe	76.6	36.4	114	1467	609	1257	439	57.0	65.6	64.4	162.7
Rb	0.04	0.04	1.15	1.87	0.49	0.99	0.92	0.25	0.30	0.23	0.26
Sr	0.05	0.02	1.10	0.57	0.21	0.50	0.61	0.20	0.23	0.19	0.19
Ba	0.05	0.02	0.24	0.73	0.36	0.98	1.01	0.14	0.52	0.23	0.17
$T_{T10}, ^\circ\text{C}$	720-	710-	670-	725-	775-	785-	765-	765-	755-	710-	755-
	745	735	695	750	800	810	790	790	780	735	780
$T_{HA12}, ^\circ\text{C}$	905-	895-	845-	910-	975-	985-	965-	965-	950-	895-	950-
	925	910	860	930	1000	1010	985	985	970	915	970

Примечание: T_{T10} - температура, рассчитанная по геотермометру Thomas et al. (2010) [240]; T_{HA12} - по геотермометру Huang and Audétat (2012) [156] для $P = 6-7$ кбар

По данным SIMS-анализа, кварц в изученных гранулитах обогащен Ti. Наибольшее содержание этого элемента установлено в гранат-кордиеритовом гранулите (образец 75 – до 245-280 ppm, образец 78 – до 220-245 ppm). В кварце из образца 63 концентрация Ti ниже (108-172 ppm).

В образце 15 гранат незональный и обогащен средними и тяжелыми редкоземельными элементами (M-HREE) относительно других образцов (Gd_N 360–390, Yb_N 900–1170). Для редкоземельных спектров характерны слабо положительный наклон M-HREE (Yb_N/Gd_N 2.3–3.2) и сильная отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* 0.02–0.04) (рисунок 49). Помимо REE, гранат сильно обогащен Y (1300–1650 ppm) и Hf (68-81 ppm). Ортопироксен из того же образца отличается повышенными содержаниями M-HREE (Gd_N 11–16, Yb_N 7–9) и дополнительно Ti (1020–7670 ppm). Для редкоземельных спектров ортопироксена характерны слабо отрицательный наклон M-HREE (Yb_N/Gd_N 0.4–0.9) и сильная отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* 0.02). Значения коэффициентов распределения M-HREE между ортопироксеном и гранатом,

D_{HREE} (Opx/Grt), близки к равновесным значениям 0.01–0.03 [144] и монотонно уменьшаются от Gd (0.03–0.04) к Yb (0.008–0.01).

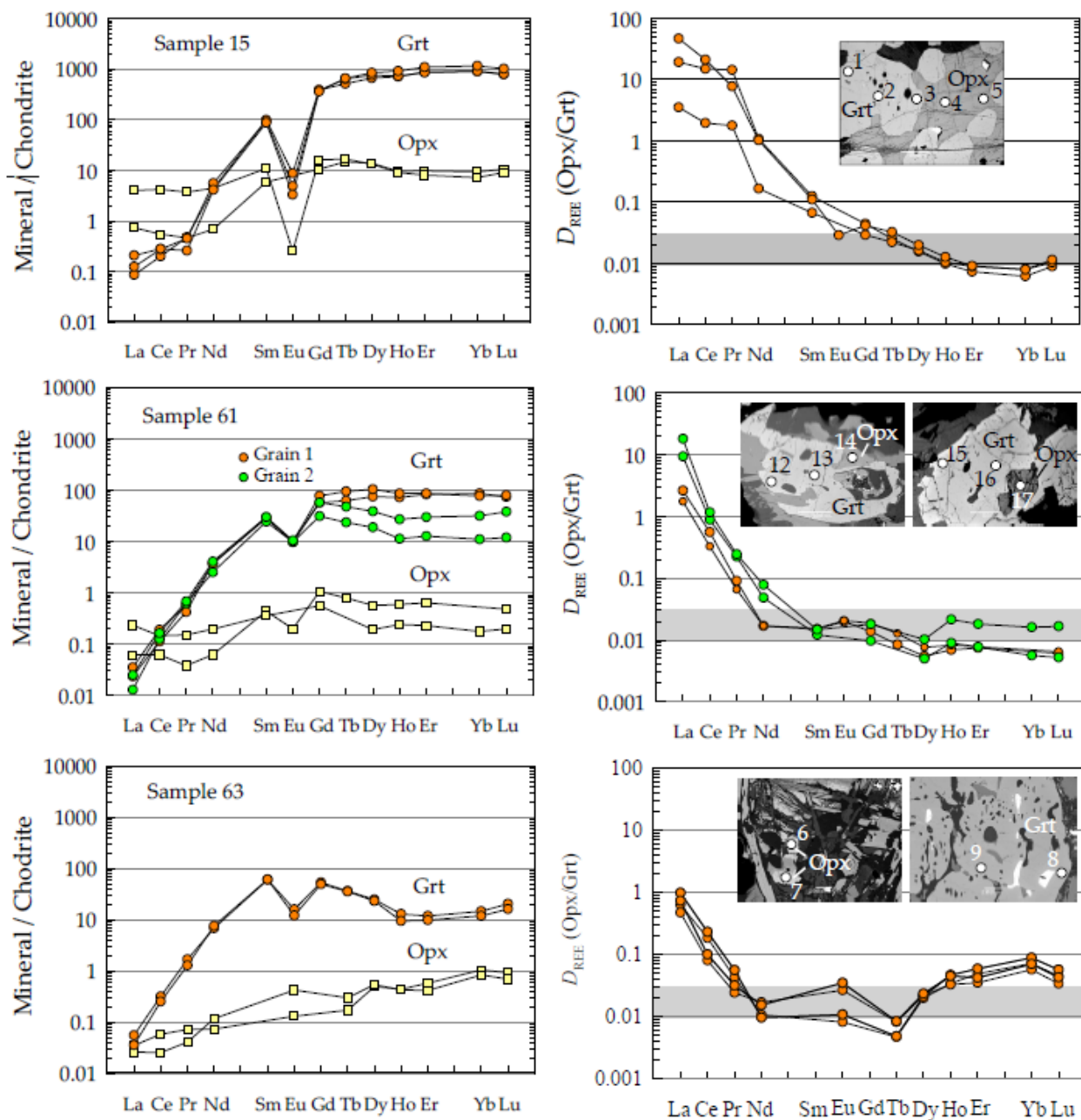


Рисунок 49 – Нормализованные на хондрит [181] спектры REE граната и ортопироксена из образцов 15, 61 и 63 (слева) и соответствующие им профили распределения редкоземельных элементов между минералами (справа). Серым выделена область равновесных значений D_{HREE} (Opx/Grt) [144]. На врезках показаны микрофотографии аншлифов (изображения в режиме отраженных электронов) с точками анализа

Таблица 4 – Концентрации микроэлементов (ppm) в гранате и ортопироксене из изученных гранулитов

Образец	15	15	15	15	15	61	61	61
Минерал	Grt	Grt	Grt	Opx	Opx	Grt*	Grt*	Opx*
Анализ	1(r)	2(c)	3(r)	4	5	12(r)	13(c)	14
Ti	140	136	112	7676	1020	205	227	803
V	55.1	63.6	59.6	136	113	83.7	83.5	245
Y	1036	1410	1652	17.2	15.9	116	139	0.76
Zr	40.6	20.2	15.0	6.95	7.58	45.2	45.5	5.41
Nb	0.06	0.04	0.03	16.8	0.11	0.070	0.044	0.045
Hf	68.5	72.2	81.5	1.98	1.91	6.99	8.34	0.566
La	0.02	0.03	0.05	0.17	0.95	0.008	0.005	0.015
Ce	0.12	0.17	0.17	0.34	2.58	0.115	0.068	0.038
Pr	0.04	0.04	0.02	0.04	0.34	0.053	0.038	<0.005
Nd	1.99	2.55	1.88	0.31	2.03	1.67	1.67	0.028
Sm	14.7	14.0	13.0	0.87	1.62	4.17	4.35	0.064
Eu	0.49	0.28	0.19		0.14	0.542	0.555	0.011
Gd	77.4	76.2	72.3	2.11	3.21	11.2	15.3	0.210
Tb	18.7	23.2	24.0	0.53	0.61	2.24	3.40	0.028
Dy	164	188	209	3.41	3.27	18.3	25.5	0.139
Ho	39.1	40.2	50	0.52	0.50	3.93	4.67	0.032
Er	142	138	176	1.56	1.30	13.1	13.6	0.102
Y	146	148	188	1.50	1.16	13.9	12.3	0.034
Lu	19.6	19.8	25.1	0.26	0.22	1.80	1.93	0.012

Примечание: * - анализ зерна 1; ** - анализ зерна 2; c - ядро; r - край

Продолжение таблицы 4

Образец	61	61	61	63	63	63	63
Минерал	Grt**	Grt**	Opx**	Grt	Grt	Opx	Opx
Анализ	15(r)	16(c)	17	6	7	8	9
Ti	138	208	594	159	168	588	807
V	77	85	238	67	81	374	413
Y	23	45	0.209	21	19	0.624	0.660
Zr	22	43	2.91	26	45	5.0	6.0
Nb	0.029	0.024	0.067	0.118	0.032	0.127	0.229
Hf	1.92	3.67	0.286	3.1	2.7	0.780	1.20
La	0.003	0.006	0.055	0.013	0.008	0.008	0.006
Ce	0.076	0.100	0.089	0.193	0.154	0.035	0.015
Pr	0.057	0.063	0.014	0.155	0.119	0.007	<0.005
Nd	1.14	1.84	0.089	3.1	3.5	0.033	0.053
Sm	3.59	4.38	0.052	8.9	9.1	0.021	
Eu	0.548	0.584	0.029	0.891	0.678	0.007	0.024
Gd	6.15	11.4	0.111	10.6	9.8	0.006	0.007
Tb	0.846	1.79	0.003	1.30	1.27	0.006	0.010
Dy	4.61	9.47	0.047	6.1	5.7	0.121	0.133
Ho	0.61	1.46	0.013	0.704	0.512	0.024	0.023
Er	2.02	4.73	0.036	1.88	1.57	0.092	0.066
Y	1.76	5.06	0.028	2.34	1.90	0.168	0.133
Lu	0.291	0.93	0.005	0.501	0.396	0.022	0.017

Примечание: * - анализ зерна 1; ** - анализ зерна 2; c - ядро; r - край

В образце 61 изучены два зерна граната. Зерно 1 – незональное с более высокими содержаниями М-HREE (Gd_N 56–77, Yb_N 76–86) и пологим наклоном спектра М-HREE (Yb_N/Gd_N 0.4–1.5). В зерне 2 содержания М-HREE ниже и уменьшаются от ядра (Gd_N 57, Yb_N 31) к краю (Gd_N 31, Yb_N 11). Спектр М-HREE для этого зерна имеет излом вблизи Ho (Yb_N/Ho_N 1.0–1.2). Также зерна заметно различаются по содержаниям Y (зерно 1: 116–139 ppm; зерно 2: 23–45 ppm) и Hf (зерно 1: 7–8 ppm, зерно 2: 3–4 ppm). Спектры REE показывают отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu^* 0.21–0.36) в обоих случаях. Ортопироксен из того же образца обеднен М-HREE (Gd_N 0.5–1.0, Yb_N 0.18–0.21) и Ti (590–800 ppm). Для него характерны слабо отрицательный наклон спектра М-HREE (Yb_N/Gd_N 0.2–0.7) и отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* 0.29). Значения коэффициентов D_{HREE} (Opx/Grt) близки к равновесным в случае Gd (0.01–0.02) и Tb (0.008–0.012) и ниже равновесных в ряду Dy–Lu (0.005–0.008). Исключение составляет профиль распределения редкоземельных элементов между ортопироксеном и гранатом для края зерна граната 2, демонстрирующий равновесные значения D_{HREE} (Opx/Grt) для всех М-HREE (0.010–0.018).

В образце 63 спектры М-HREE для ядра и края зерна граната не отличаются. Они характеризуются низкими содержаниями М-HREE (Gd_N 49–53, Yb_N 12–15), переломом графика вблизи Ho (Ho_N/Gd_N 0.2, Yb/Ho_N 1.1–1.3) и отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu^* 0.22–0.28). Гранат обеднен Y (19–21 ppm) и Hf (2–3 ppm). Ортопироксен демонстрирует спектр REE с положительным наклоном без Eu аномалии. Он обеднен М-HREE (Tb_N 0.17–0.30, Yb_N 0.83–1.05) и Ti (590–805 ppm). Значения коэффициентов D_{HREE} (Opx/Grt) ниже равновесных в случае Tb (0.005–0.008), близки к равновесным в случае Dy (0.020–0.023) и выше равновесных в ряду Ho–Lu (0.033–0.088).

Выводы по главе 4

Изученные метapelитовые гранулиты сложены тремя преобладающими парагенезисами: Grt–Sil ($\pm$ Crd), Grt–Crd и Grt–Opx ($\pm$ Crd). Гранат представлен альмандином с повышенным содержанием пиропового минала (X_{Mg} 0.30–0.40), которое снижается на краях зерен (особенно на контактах с биотитом и кордиеритом) до 0.21–0.31. Содержанияgrossулярового и спессартинового миналов в гранате понижены ($X_{Ca} \leq 0.05$, $X_{Mn} \leq 0.03$). Кордиерит во всех образцах высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.78–0.88). Сумма анализа составляет ~93–97 мас. %, что может быть связано с вхождением в структурные каналы минерала летучих компонентов. Ортопироксен по составу отвечает энстатиту X_{En} 0.55–0.65 с высоким содержанием Al_2O_3 , которое изменяется в пределах 6.8–9.0 мас. % (обр. 15), 6.4–8.2 мас. % (обр. 61), 7.3–9.2 мас. % (обр. 63), 5.6–6.1 мас. % (обр. 116). Биотит – флогопит ($Mg\#$ 0.65–0.85), состав которого зависит от микроструктурной позиции: биотит из включений в гранате более магнезиальный, чем биотит в матриксе. Содержание TiO_2 в биотите варьирует от 3.3 до 4.9 мас. %, иногда достигая 5.5–6.0

мас. %; биотит из включений в гранате – более титанистый. Поздний мелкочешуйчатый биотит наоборот обеднен титаном (0.3–3.0 мас. %).

Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином An_{24-38} , реже андезин-лабрадором An_{43-52} (обр. 11а). Калиевый полевой шпат по составу близок к чистому ортоклазу, характеризуется пониженным содержанием BaO (<1.6 мас. %). В некоторых образцах обильны мезопертиты с реинтегрированными составами, отвечающими обогащенному альбитовым компонентом К-На полевому шпату (обр. 2а: $Ab_{63-67}Ort_{37-33}$, обр. 15: $Ab_{74-79}An_{14-20}Ort_{6-7}$), а также сосуществующим мезопертитовому ($Ort_{60}Ab_{33}An_7$) и антипертитовому ($Ab_{64}Ort_{19}An_{17}$) полевым шпатам (обр. 63).

Силлиманит наблюдается в виде хорошо ограненных кристаллов трех генераций: (1) включений фибролита в гранате, (2) призматических (~1 мм) кристаллов в матриксе, и (3) мелких игольчатых кристаллов, развитых по границам зерен кордиерита и замещающих этот минерал.

ГЛАВА 5 РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГРАНУЛИТАХ

5.1 Ассоциация Fe-Mg-Al-Ti-Zn оксидов

В ассоциации с силикатами в изученных гранулитах наблюдаются Fe-Mg-Al-Ti-Zn оксиды: алюмошпинели (герцинит, шпинель, ганит), магнетит, ильменит и рутил, реже встречающиеся титансодержащий магнетит и ульвошпинель.

5.1.1 Алюмошпинели

Алюмошпинели по данным петрографических наблюдений представлены двумя разновидностями. Наиболее часто встречается зеленая шпинель в виде идиоморфных кристаллов и округлых, вытянутых или неправильных по форме зерен размером 0.1–0.5 мм. Мелкие идиоморфные кристаллы зеленой шпинели образуют включения в гранате, силлиманите и кордиерите (рисунок 50, *а, б*), рассеяны в кварц-полевошпатовых прослоях (рисунок 50, *в*). Более крупные – наблюдаются в кордиеритовых прослоях и приурочены к интерстициям в агрегатах зерен кордиерита (рисунок 50, *е*). Иногда ксеноморфные выделения зеленой шпинели обрастают идиоморфные кристаллы граната и силлиманита (рисунок 50, *г, д*), находятся в сростании с ильменитом и содержат микропрожилки позднего магнетита. Менее распространена коричневая шпинель. Она обнаружена только в обр. 11а в виде вкрапленности мелких (до 0.2–0.3 мм) зерен неправильной формы, часто находящихся в сростании с кордиеритом и силлиманитом. Зафиксированы сростания коричневой шпинели с кварцем (рисунок 50, *ж*).

По данным микрозондового анализа (приложение В, таблица В.2) зеленая шпинель в пяти изученных образцах (2а, 55, 63, 67, 75) является герцинитом (X_{Mg} 0.17–0.47) или шпинелью (X_{Mg} 0.50–0.52) с примесями Zn и Cr. При этом наименьшими содержаниями этих элементов характеризуется алюмошпинель из образцов 55, 63, 67 и 75: ZnO 0.67–3.1 мас. % (94 % анализов; в обр. 63 встречено одно зерно шпинели, окруженное реакционной каемкой магнетита, с содержанием ZnO 5.3 мас. %), Cr₂O₃ 0.2–2.2 мас. %, минеральный состав (содержания герцинитового FeAl₂O₄, шпинелевого MgAl₂O₄ и ганитового ZnAl₂O₄ миналов в %; в скобках число анализов) Hc_{44–72}Spl_{52–24}Ghn_{2–4} ($n = 26$), наибольшими – герцинит из обр. 2а: ZnO 7.2–8.2 мас. %, Cr₂O₃ 2.9–3.4 мас. %, минеральный состав Hc_{53–56}Spl_{30–29}Ghn_{17–15} ($n = 5$). В качестве второстепенной примеси в герцините из обр. 2а отмечен ванадий (VO₂ до 0.3–0.5 мас. %).

В обр. 75, включения шпинели в гранате являются более магнезиальными (X_{Hc} 0.53–0.57, $n = 3$) по сравнению со шпинелью в матриксе породы (X_{Hc} 0.61–0.72, $n = 11$).

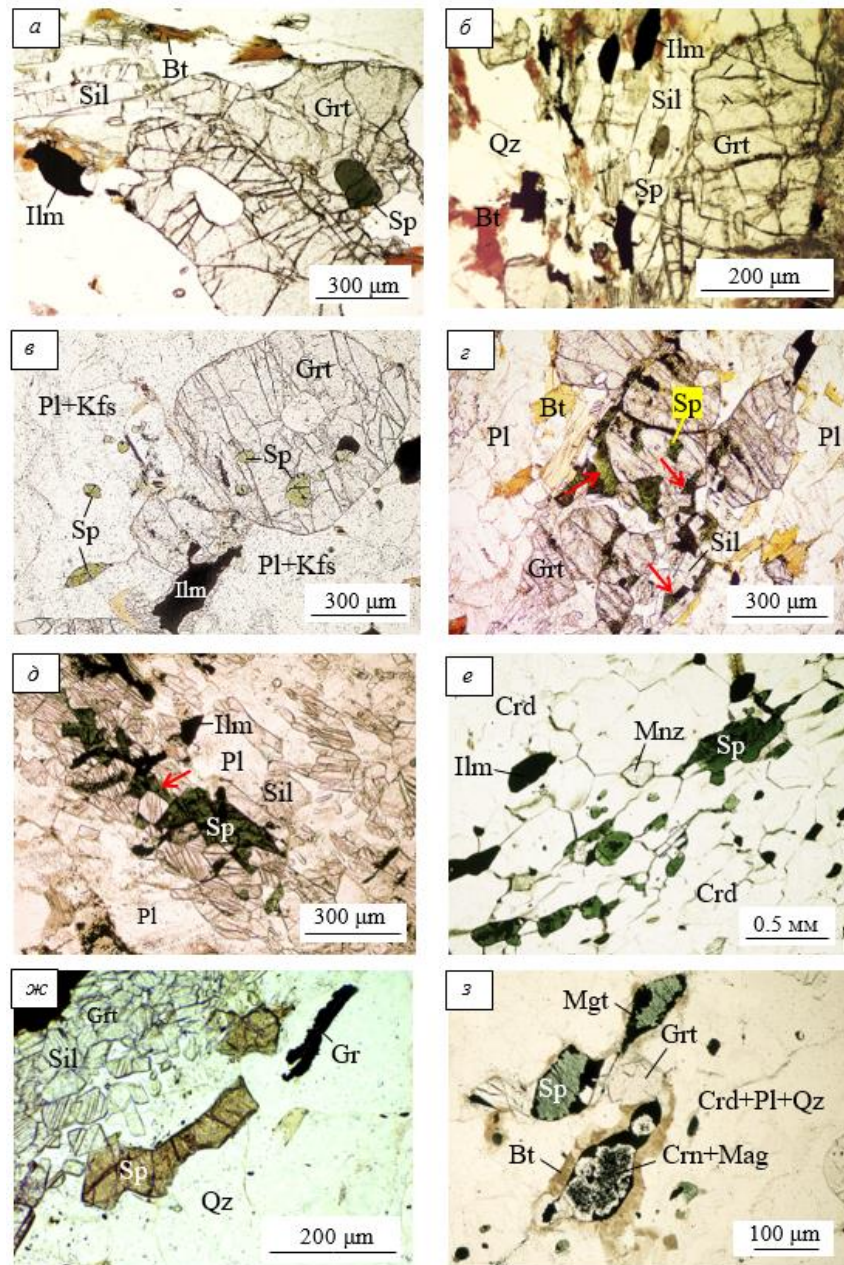


Рисунок 50 – Шпинель в гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсах: *а* – включение зеленой шпинели в гранате, обр. 2а; *б* – включение зеленой шпинели в силлиманите, обр. 2а; *в* – включения зеленой шпинели в гранате и зерна шпинели, рассеянные в плагиоклаз-калишпатовом агрегате, обр. 55; *г* – сростания зеленой шпинели с гранатом, обр. 55; *д* – ксеноморфные выделения зеленой шпинели в агрегате зерен силлиманита, обр. 55; *е* – идиоморфные выделения зеленой шпинели, приуроченные к интерстициям в агрегате зерен кордиерита, обр. 67; *ж* – зерна коричневой шпинели в сростании с кварцем, обр. 11а; *з* – выделения зеленой шпинели и продуктов ее окисления (Crn + Mag) с оторочками магнетита и биотита в кордиерит-плагиоклаз-кварцевом агрегате, обр. 78. Красными стрелками показаны случаи обрастания шпинелью граната и силлиманита. Изображения в проходящем свете без анализатора

Коричневая шпинель по составу также отвечает герциниту, но отличается более высоким содержанием цинка (ZnO 11.5–13.9 мас. %). Минальный состав: $\text{Hc}_{50-53}\text{Spl}_{25-17}\text{Ghn}_{25-30}$ ($n = 4$), второстепенными примесями выступают хром (Cr_2O_3 2.1–2.4 мас. %) и ванадий (VO_2 до 1.4 мас. %).

Еще более высоким содержанием цинка обладает зеленая шпинель из обр. 78 (ZnO 14.6–20.1 мас. %). Зерна цинксодержащей шпинели наблюдаются здесь в матриксе и окружены реакционными каемками магнетита, в той или иной степени замещающего исходный минерал (рисунок 50, з, рисунок 51, в–е). Минальный состав $\text{Hc}_{40-38}\text{Ghn}_{30-42}\text{Spl}_{30-20}$ ($n = 6$) указывает на принадлежность этой шпинели к промежуточным членам ряда герцинит–ганит. По составу с ней контрастирует шпинель, образующая включения в гранате и отличающаяся низким содержанием цинка (ZnO 2.0–3.1 мас. %).

Кроме обособленных зерен, цинксодержащая шпинель образует пластинчатые микровключения в ильмените и рутиле (рисунок 50). По данным химического анализа (приложение В, таблица В.3), в обр. 11 подобные включения отвечают по составу герциниту и шпинели с содержанием ZnO 16.8–17.0 мас. % и минальным составом $\text{Hc}_{29-40}\text{Spl}_{36-24}\text{Ghn}_{35-36}$ ($n = 3$), в обр. 2а – ганиту с содержанием ZnO 18.3–19.1 мас. % и минальным составом $\text{Ghn}_{38-42}\text{Hc}_{32-29}\text{Spl}_{30-29}$ ($n = 2$), в обр. 35 – ганиту с содержанием ZnO 29.5–30.1 мас. % и минальным составом $\text{Ghn}_{65-67}\text{Hc}_{24-25}\text{Spl}_{11-12}$ ($n = 3$) [2, 6, 66].

5.1.2 Магнетит

Магнетит присутствует в обр. 55, 63, 67 и 78 в сростаниях с ильменитом и шпинелью. Представлен несколькими генерациями. Ранний магнетит образует закономерные сростки с ильменитом в виде чередующихся пластинчатых выделений двух минералов, ориентированных в одном кристаллографическом направлении (рисунок 52). Часто подобные сростки имеют более сложное строение за счет присутствия в ильмените ламелей корунда (рисунок 52; рисунок 53). Встречаются также обособленные зерна корунда с микровключениями магнетита (рисунок 53, в). Поздний магнетит в виде нитевидных прожилков рассекает зерна шпинели (рисунок 51, в), обрастает и частично замещает их (рисунок 51, д–е), образует изометричные зерна, сростающиеся с ильменитом и пространственно ассоциированные с секущими магнетит-лейкоксоновыми прожилками (рисунок 54). В обоих случаях минерал отличается низким содержанием примесей (Si, Ti, V, Al, Cr) и составом близким к теоретическому (приложение В, таблица В.4).

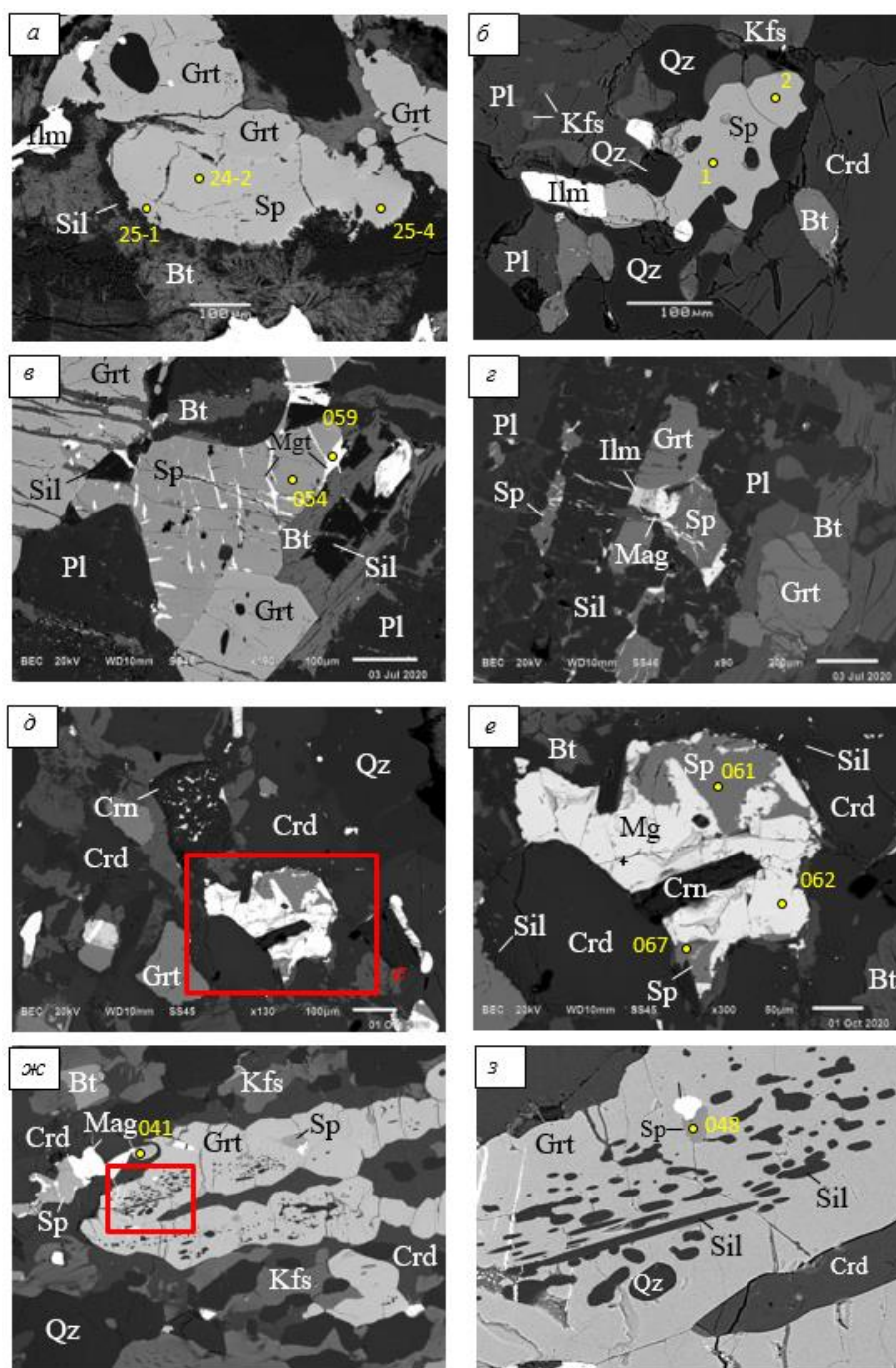


Рисунок 51 – Взаимоотношения шпинели с породообразующими и рудными минералами: *а* – срастание шпинели с гранатом, обр. 2а. В нижней части изображения зерно шпинели корродируется поздним биотитом; *б* – сросток шпинели и ильменита в кварц-плагиоклаз-калишпат-кордиеритовом агрегате, обр. 11а; *в*, *г* – зерна шпинели в срастании с гранатом, пересеченные микропрожилками магнетита, обр. 55; *д* – зерно шпинели, срастающееся с корундом и окруженное каемкой магнетита, в кордиеритовом агрегате, обр. 78; *е* – увеличенный фрагмент изображения *д*; *ж* – включения шпинели, силлиманита и кварца в гранате, обр. 63; *з* – увеличенный фрагмент изображения *ж*. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в приложении В, таблицы В.2–В.4

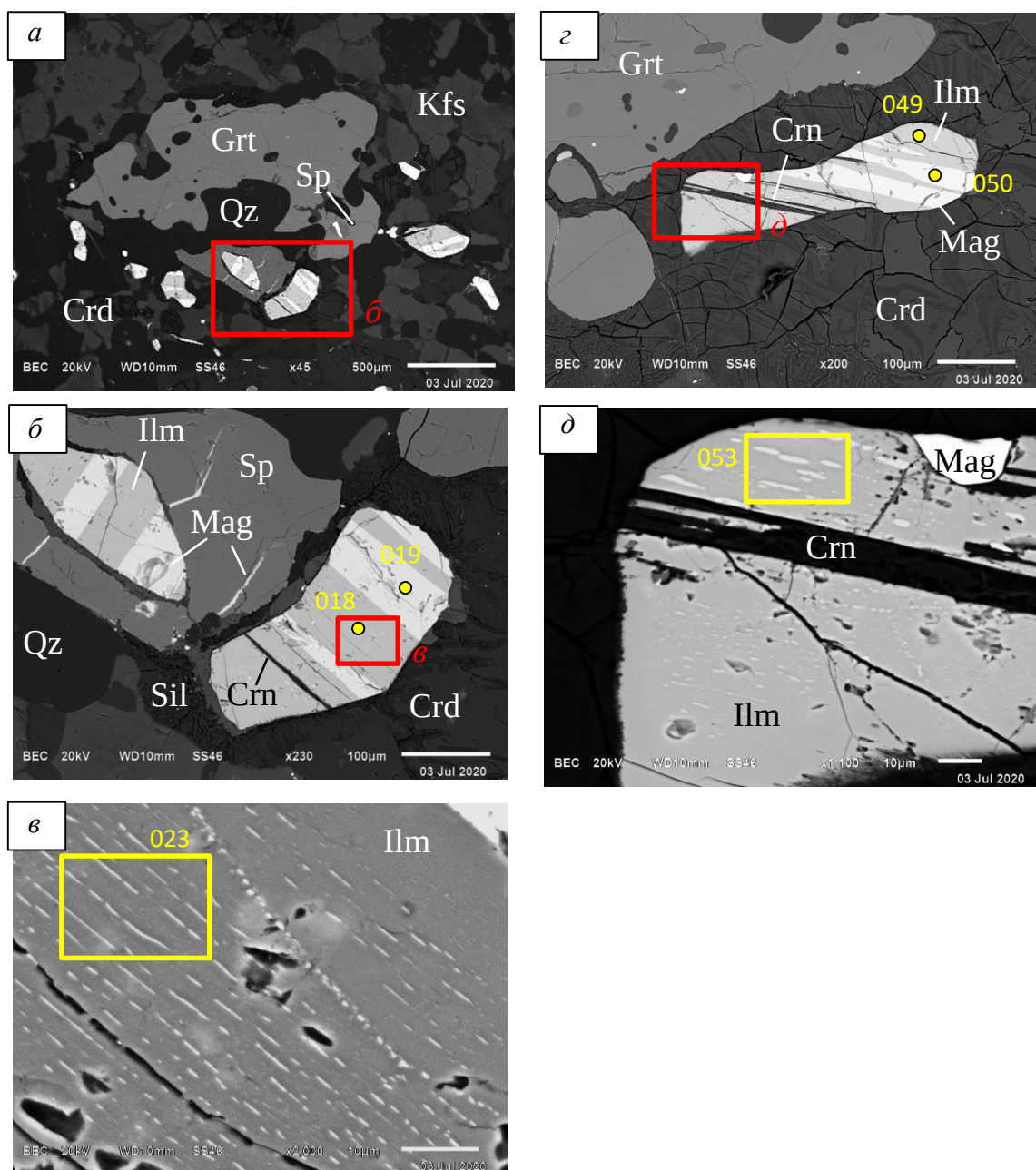


Рисунок 52 – Закономерные магнетит-ильменитовые сростки:

a – пластинчатые сростки магнетита с ильменитом в калишпат-кварц-кордиеритовом агрегате, обр. 67; *б* – увеличенный фрагмент изображения *a*. Один из сростков контактирует с зерном шпинели, рассеянным нитевидными магнетитовыми прожилками; *в* – увеличенный фрагмент изображения *б*. Светлые пластинчатые вросстки – гематит; *г* – пластинчатые сростки магнетита с ильменитом и корундом в кордиеритовом агрегате, обр. 67; *д* – увеличенный фрагмент изображения *г*. Светлые пластинчатые вросстки – гематит. Изображения в обратно-отраженных электронах. Желтыми прямоугольниками показаны участки анализа, выполненного растровым методом. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в приложении В, таблицы В.4; В.6

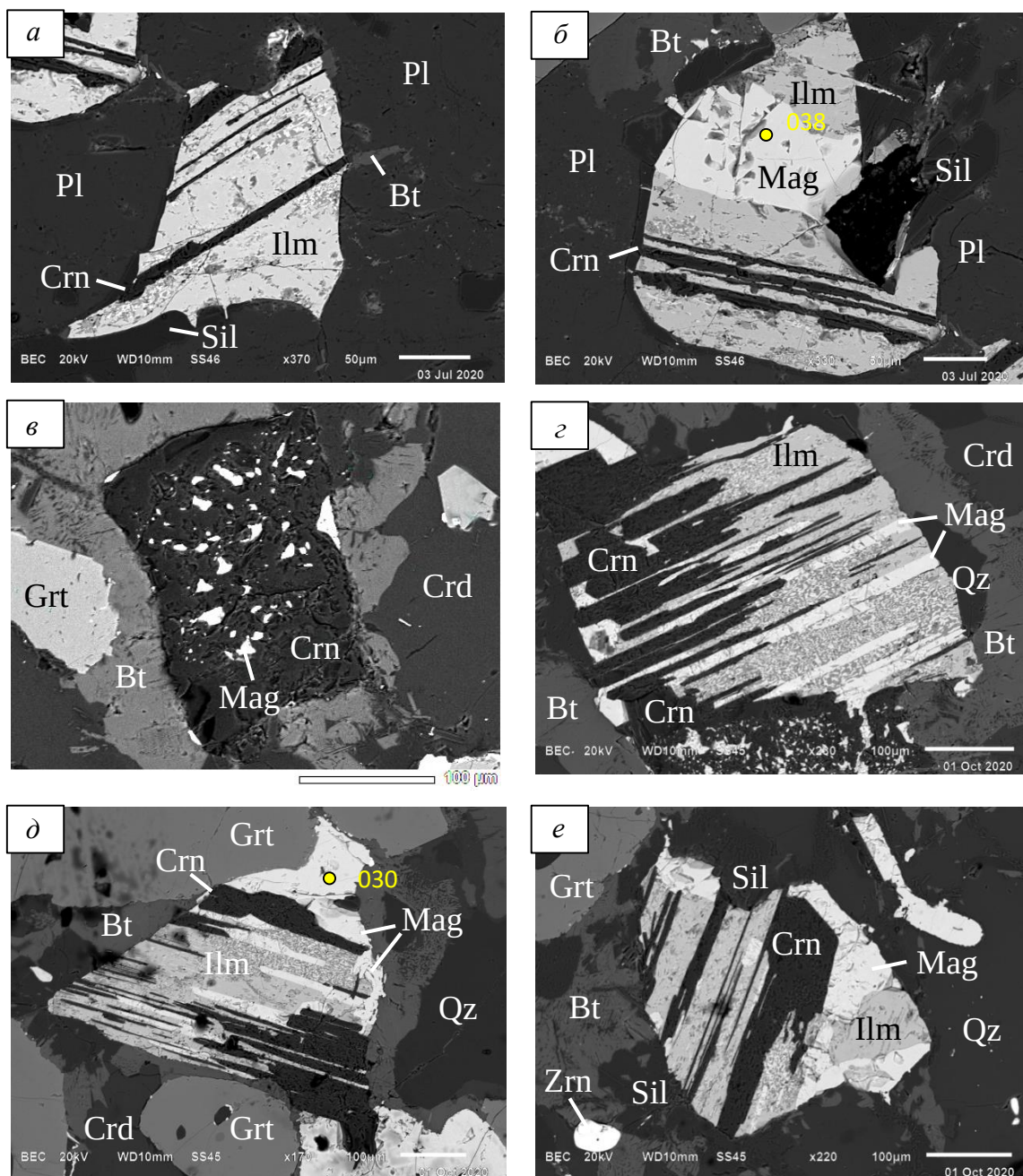


Рисунок 53 – Корунд-магнетит-ильменитовые сростки:

a – лейкоксенизированный ильменит с ладелями корунда, обр. 55; *б* – ильменит с ладелями корунда, находящийся в срастании с магнетитом, обр. 55; *в* – корунд с вростками магнетита, обр. 78; *г–е* – лейкоксенизированный ильменит с ладелями магнетита и корунда, обр. 78. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в приложении В, таблица В.4

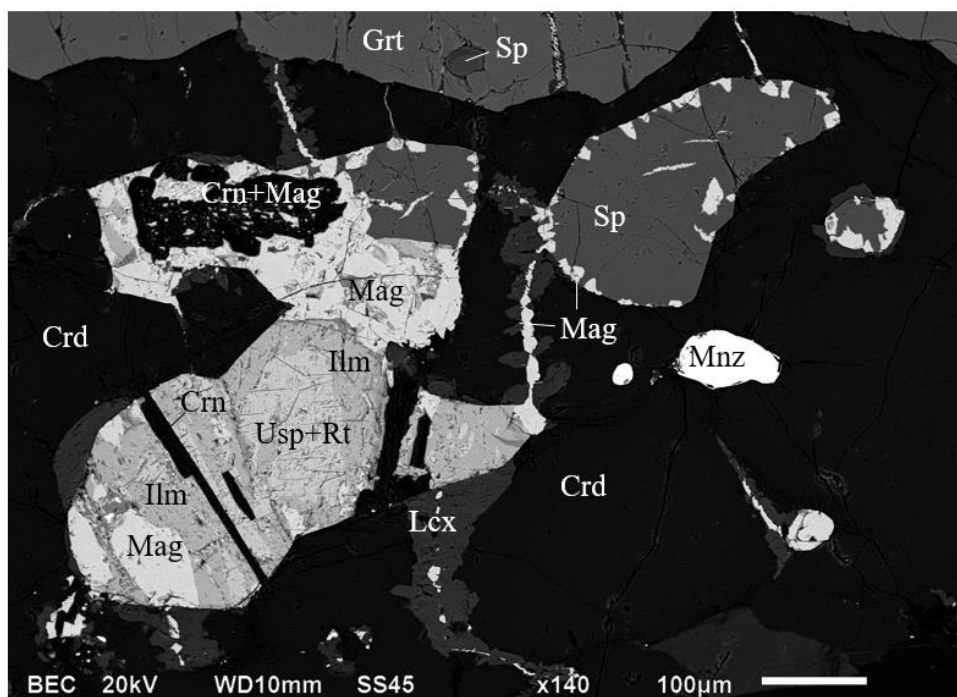


Рисунок 54 – Взаимоотношения магнетита с Fe-Ti-Al оксидами

Агрегат кордиерита, алюмошпинели и корунд-магнетит-рутил-ульвошпинель-ильменитовых сростков. Магнетит образует выделения в сростании с ильменитом, каемки замещения вокруг зерен шпинели и секущие прожилки совместно с лейкоксенном.

5.1.3 Титансодержащий магнетит и ульвошпинель

Титансодержащий магнетит и ульвошпинель встречены только в обр. 63 в виде продуктов распада высокотемпературного твердого раствора и находятся в закономерном сростании с ильменитом (рисунок 55). По существующим классификациям подобных сростаний [112, 131, 236], основанным на морфологических признаках и включающих «облачный» (cloth), решетчатый (trellis) и субпараллельный (sandwich) типы закономерных Ti-Mag-Ilm агрегатов, они лучше всего соотносятся с последним типом. Его отличительной чертой является чередование относительно широких ламелей титансодержащего магнетита и ильменита, лежащих в одной из четырех различно ориентированных плоскостей {111} магнетита. В изучаемых гранулитах эти ламели имеют «пламневидный» облик; часто в строении подобных сростков участвуют ламели корунда и рутила, а также обособленные зерна магнетита, не содержащего титана. По данным микрозондового анализа (приложение В, таблица В.5), составы двух минералов отвечают промежуточным членам изоморфного ряда $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, $0 \leq x \leq 1$, крайними членами которого выступают магнетит Fe_3O_4 ($x = 0$) и ульвошпинель Fe_2TiO_4 ($x = 1$). Содержание ульвошпинелевого минала в них колеблется от 39–45 (титансодержащий магнетит) до 55–78 мол. % (ульвошпинель). Примесями выступают ванадий (VO_2 0.7–1.4 мас. %), магний (MgO 0.0–0.5 мас. %) и марганец (MnO 0.0–0.1 мас. %).

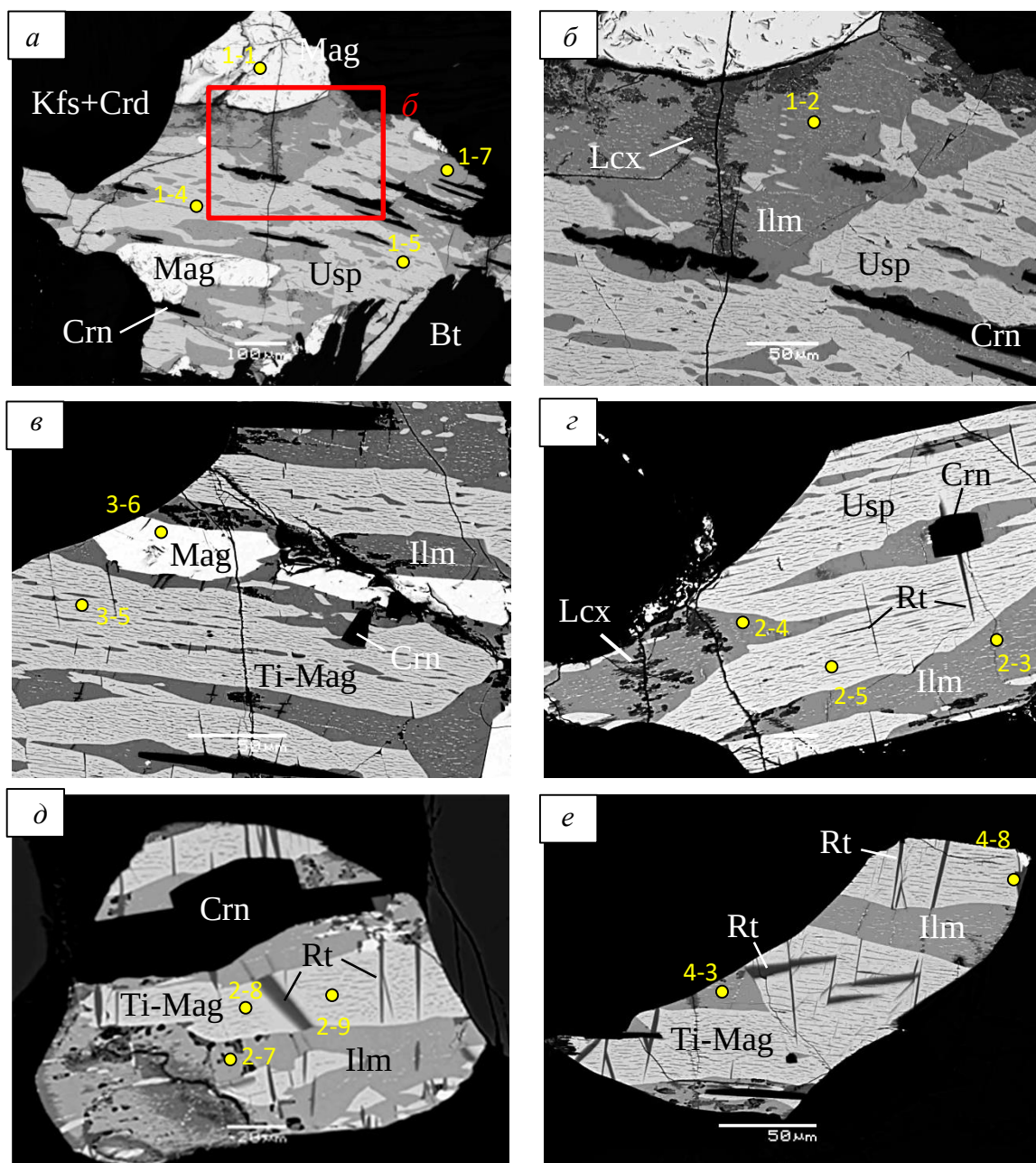


Рисунок 55 – Срастания ильменита с титансодержащим магнетитом и ульвошпинелью:

a – ильменит с вростками ульвошпинели и ламелями корунда в кварц-калишпат-биотитовом агрегате, обр. 63. С ильменитом срастаются обособленные зерна магнетита; *б* – увеличенный фрагмент изображения *a*. По микротрещинкам ильменит замещается лейкоксеном (Lcx); *в* – ильменит с вростками титансодержащего магнетита и ламелями корунда в кварц-биотитовом агрегате, обр. 63. С ильменитом срастаются обособленные зерна магнетита; *г*–*е* – ильменит с вростками ульвошпинели и титансодержащего магнетита, внутри которых располагаются ламели рутила, обр. 63. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в приложении В, таблица В.4; В.5; В.7

5.1.4 Ильменит

Ильменит образует рассеянную вкрапленность мелких (0.1–0.3 мм) неправильных по форме зерен, ксеноморфных выделений и идиоморфных кристаллов. Часто он наблюдается в виде включений в гранате и находится в закономерных сростаниях с магнетитом, титансодержащим магнетитом и корундом (рисунки 52–54). Содержит оторочки и закономерно ориентированные ламели рутила (рисунок 56, б, г; рисунок 57, в, г). Нередко по краям зерен, вдоль микротрещин или ламелей в рудных сростках ильменит замещается лейкоксоном (тонкозернистыми агрегатами оксидов титана и железа, рисунок 55, б, рисунок 57, а, б).

По особенностям внутреннего строения зерна ильменита являются однородными или характеризуются структурой распада твердого раствора ильменит–гематит (Ilm_{ss}). В последнем случае они содержат тончайшие (первые мкм) субпараллельно расположенные ламели фазы, обогащенной железом (рисунок 52, в, д; рисунок 55, б, в). По данным рамановской спектроскопии (рисунок 58) эта фаза, предположительно, соответствует гематиту. (На рамановских спектрах ламелей наблюдаются все пики, характерные для гематита и ильменита, кроме пика 410 см^{-1} .) По данным микрозондового анализа (приложение В, таблица В.5), ильменит содержит примеси Mg (до 0.05 к.ф.) и Mn (до 0.01 к.ф.). Количество гематитового минала (Fe_2O_3) в нем варьирует от долей процента до 6–8 и более мол. %, закономерно увеличиваясь при переходе к образцам, содержащим структуры распада твердого раствора Ilm_{ss} . Кроме раннего ильменита, встречена поздняя генерация этого минерала в виде очень мелких (5–10 мкм) зерен, совместно с зернами позднего рутила образующих реакционные каемки на границах кристаллов гранат и биотита (рисунок 57, д–е).

5.1.5 Рутил

Рутил представлен несколькими генерациями. Ранний «проградный» рутил, слагает относительно крупные (100–200 мкм) призматические и дипирамидальные кристаллы, рассеянные в матриксе, часто находящиеся в сростании с гранатом и образующие включения в гранате (рисунок 56, а; рисунок 57, д). По содержанию главных компонентов он близок к чистому TiO_2 (приложение В, таблица В.7). Более поздние выделения рутила входят в состав полиминеральных сростков, возникающих при распаде высокотемпературных минеральных растворов на ретроградной стадии (рисунок 56, б, г; рисунок 55, г–е; рисунок 57, в, г). «Эксклюзионный» рутил содержит примеси железа ($\text{FeO}^* \leq 1.1$ мас. %), ванадия ($\text{VO}_2 \leq 4.6$ мас. %) и ниобия ($\text{Nb}_2\text{O}_5 \leq 6.4$ мас. %). На заключительных стадиях метаморфической эволюции кристаллизуются мелкие зерна рутила, приуроченные к реакционным каемкам, образующимся

при замещении граната биотитом (рисунок 57, *д–е*), и зерна, входящие в состав лейкоксеновых агрегатов, развивающихся по ильмениту (рисунок 56, *е*).

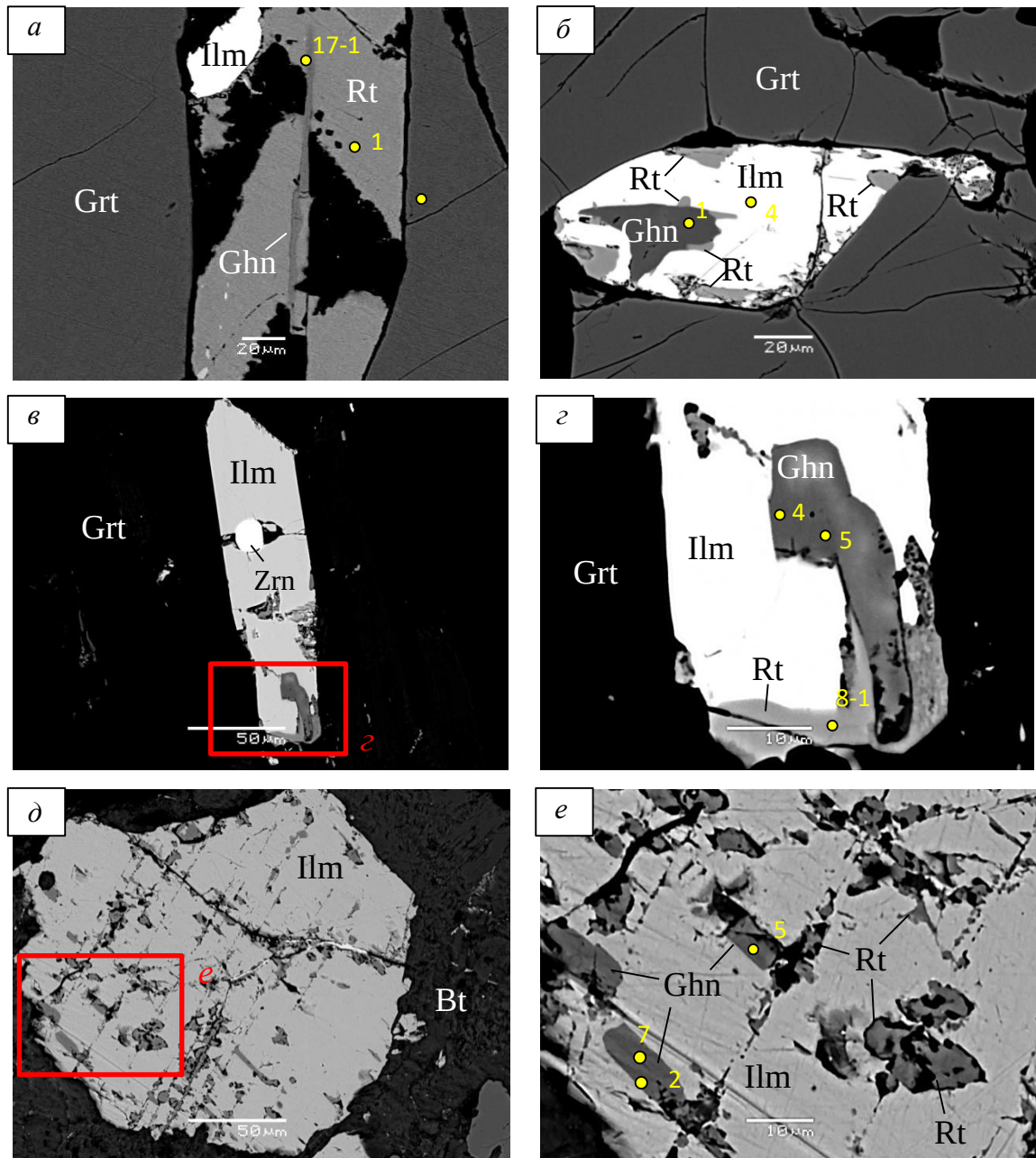


Рисунок 56 – Включения ганита в ильмените и рутиле:

а – кристалл рутила с пластинчатым включением ганита, обр. 2а; *б* – зерно ильменита с включением ганита и пластинчатыми включениями рутила, обр. 11а; *в* – кристалл ильменита с пластинчатым включением ганита и оторочкой рутила, обр. 11а; *г* – увеличенный фрагмент изображения *в*; *д* – зерно ильменита с пластинчатыми включениями ганита, рассеченное микропрожилками позднего рутила, обр. 35; *е* – увеличенный фрагмент изображения *д*. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов приложения В, таблицы В.3; В.6; В.7

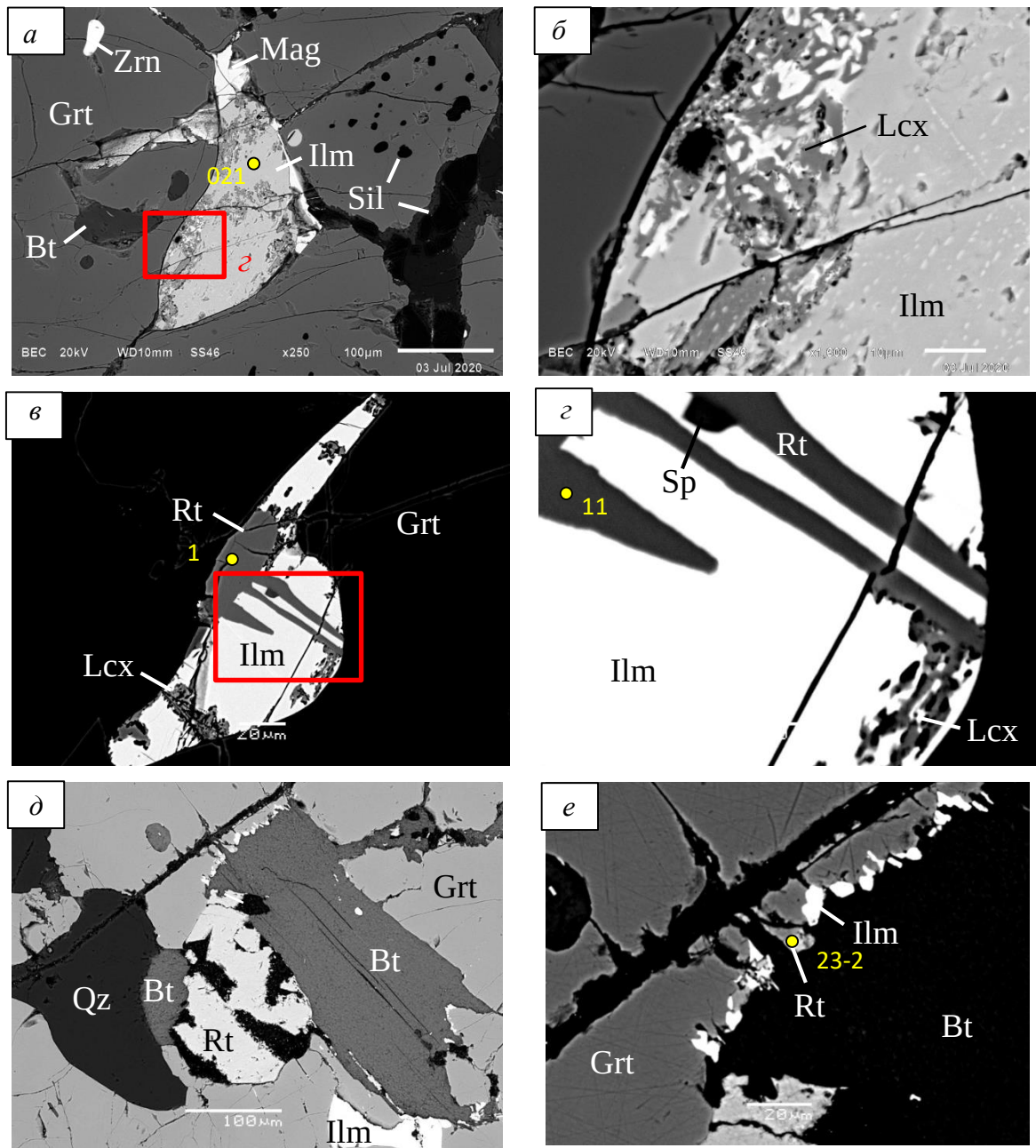


Рисунок 57 – Ильменит и рутил в гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсах:

a – включение ильменита, срастающегося с магнетитом и замещенного по краям и вдоль микротрещин лейкоксомом, в гранате, обр. 78; *б* – увеличенный фрагмент изображения *a*. В ильмените наблюдается структура распада твердого раствора Ilm_{ss} . Lcx – лейкоксен; *в* – включение ильменита в гранате, обр. 11а; *г* – увеличенный фрагмент изображения *в*. В ильмените наблюдаются ламели рутила и включения цинкистой шпинели; *д* – сrostок биотита с гранатом, содержащим включения рутила и ильменита, обр. 2а; *е* – увеличенный фрагмент изображения *в*. На границе биотита и граната расположена реакционная каемка, состоящая из зерен позднего ильменита и рутила. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов приложения В, таблица В.6; В.7

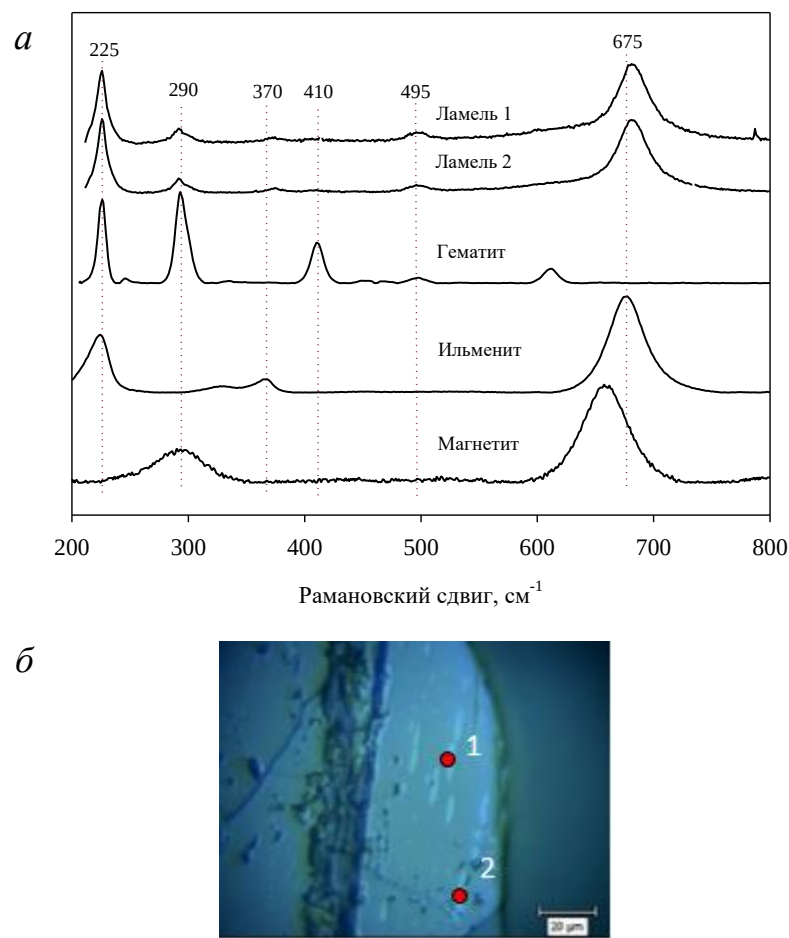


Рисунок 58 – Ламели высокожелезистой фазы в ильмените (а) и их рамановские спектры (б).

Для сравнения на график нанесены эталонные спектры гематита (RRUFF ID R050300), ильменита (RRUFF ID R130214) и магнетита (RRUFF ID R080025)

5.2 Ориентированные микровключения рутила и герцинита в кварце

В ряде образцов изученных пород были встречены зерна кварца, содержащие закономерно ориентированные игловидные микровключения. Для выяснения их природы детально исследовался представительный образец гранат-кордиеритового гнейса (обр. 75), описанный в разделе 5.1.3.

5.2.1 Характеристика микровключений

Кварц в изученном образце образует зерна размером 1–4 мм с признаками пластических деформаций. Зерна кварца насыщены тонкими игловидными включениями. По морфологии и закономерностям ориентировки они разделяются на две группы. К первой группе (рисунок 59) относятся короткие иглы, толщина которых варьирует от 200 до многих сотен нм, длина – от 2–6 до 20–30 мкм. Эти включения равномерно распределены в объеме кварцевых зерен. Их отличительной чертой выступает предпочтительная ориентировка вдоль главной

кристаллографической оси зерен кварца². На детальных микрофотографиях видно, что включения обладают неоднородным внутренним строением, которое выражено в появлении на краях призм ламелей более светлого оттенка (рисунок 59, з, и).

Ко второй группе принадлежат длинные иглы, ориентировка которых соответствует нескольким взаимно пересекающимся направлениям (рисунок 60). При толщине 1–2 мкм их длина составляет 80–100 мкм. Распределение этих включений в объеме кварцевых зерен неравномерное, пятнистое. Нередко длинные иглы имеют прерывистые «пунктирные» очертания (рисунок 60, г, е), что свидетельствует о возможности их образования путем заполнения микротрещин в кварце вторичными минералами.

Оба вида включений могут встречаться совместно, в одних и тех же областях кварцевых зерен (рисунок 59, з).

По данным электронно-зондового анализа (таблица В.15), главными элементами, входящими в состав включений первой группы, выступают Al, Fe, Mg и Ti. Изредка в них присутствует Zn. Содержания элементов, рассчитанные после исключения SiO₂ из данных анализов (см. раздел 4.3.1), варьируют в следующих пределах (мас. % оксидов, $n = 24$): TiO₂ 0.0–27.3, Al₂O₃ 31.4–73.2, FeO 19.5–49.5, MgO 4.2–10.6, ZnO 0.0–1.3. Между содержаниями TiO₂ и Al₂O₃ наблюдается обратная корреляционная зависимость.

Линейное сканирование на РЭМ JSM-7001F показало, что в пределах включений пики содержаний Al, Mg и Fe с одной стороны и Ti – с другой могут не совпадать (рисунок 61). Это свидетельствует о возможном присутствии в составе включений самостоятельных фаз, обогащенных этими элементами. По данным рамановской спектроскопии одной из таких фаз выступает рутил (рисунок 62). Как видно на графике, в спектре изученного включения на фоне линий кварца выделяются три основных пика рутила: 614 см⁻¹ как индивидуальная линия, 450 и 240 см⁻¹ в виде плеч на линиях кварца 464 и 210 см⁻¹. Второй фазой, предположительно, является минерал группы шпинели. Отсутствие линий этого минерала в спектре объясняется очень малым размером включений: по сравнению с рутилом, шпинель обладает меньшим сечением комбинационного рассеяния, что затрудняет ее диагностику в случае минеральных выделений субмикронного размера.

² Ориентировка игловидных микровключений изучалась при помощи поляризационного микроскопа в зернах кварца, обладающих наибольшей интерференционной окраской, т.е. примерно соответствующих главному сечению индикатрисы.

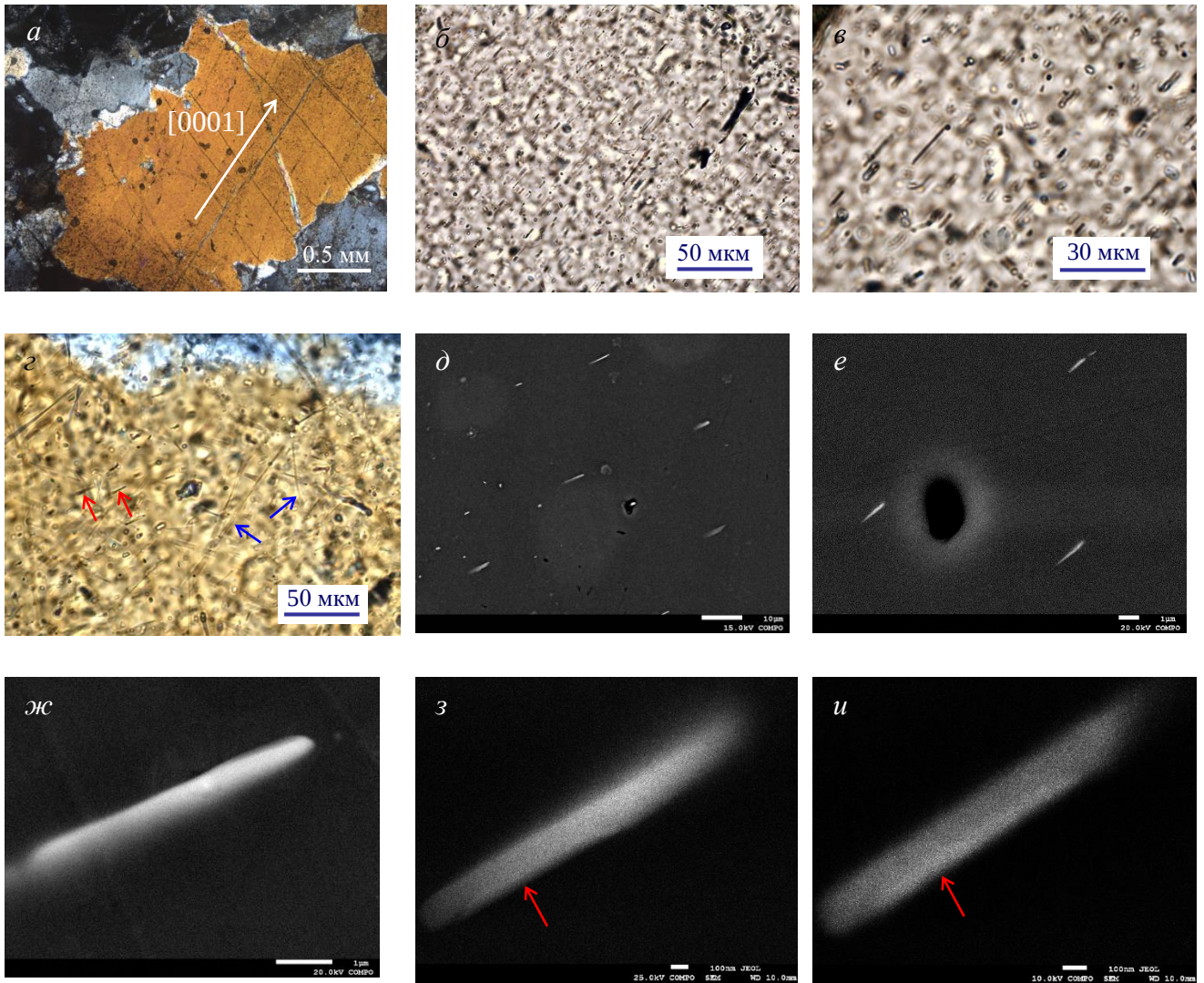


Рисунок 59 – Игольчатые включения первой группы (включения шпинели) в кварце из гранат-кордиеритового гранулит. Обр. 75. Изображения в проходящем свете, с анализатором (*а*, *г*), без анализатора (*б*, *в*), и в отраженных электронах (*д–и*): *а* – зерно кварца, содержащего игольчатые включения. Белой стрелкой показано направление главной кристаллографической оси; *б–е* – участки зерна с включениями (короткими субпараллельными иглами) при разных увеличениях. На рис. *г* показан участок совместного развития включений первой (красные стрелки) и второй (синие стрелки) групп. На рис. *д*, *е* видимая плотность включений понижена из-за того, что зафиксированы только включения, находящиеся в плоскости шлифа; *ж–и* – отдельные включения при больших увеличениях. На рис. *з* и *и* красными стрелками показаны области неоднородности в составе включений (более светлые ламели)

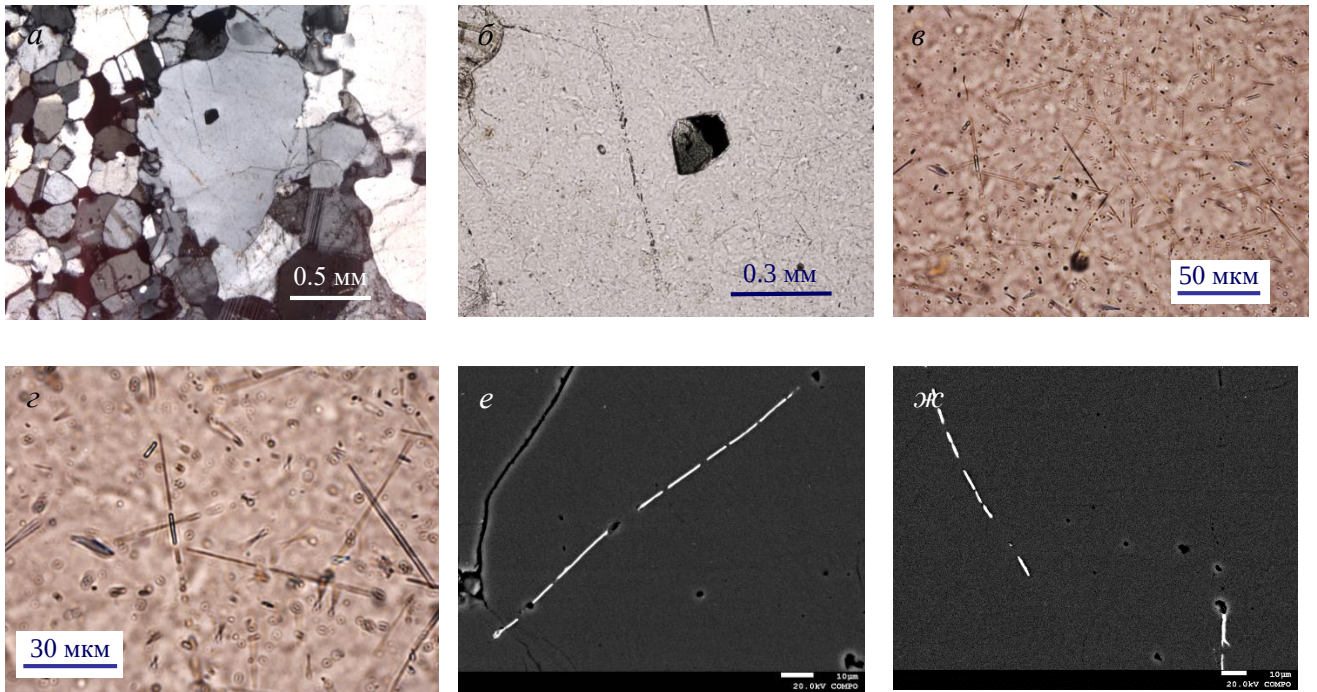


Рисунок 60 – Игольчатые включения второй группы из гранат-кордиеритового гранулит.

Обр. 75. Изображения в проходящем свете, с анализатором (*а*), без анализатора (*б–г*), и в отраженных электронах (*е–ж*): *а* – зерно кварца, содержащего игольчатые включения. Левую часть изображения занимает шпинель-кордиеритовый агрегат; *б* – включение шпинели (в сростании с магнетитом) в кварце. Участок зерна кварца с игольчатыми включениями располагается правее и ниже включения; *в–г* – участок зерна с включениями (длинными разноориентированными иглами) при разных увеличениях; *е–ж* – отдельные включения при больших увеличениях

В приложении В, таблице В.15 приведены результаты пересчета данных химического анализа включений на кристаллохимические формулы. Помимо смеси двух фаз (шпинели и рутила) было высказано предположение о наличии в составе включений гомогенного Al–Fe–Mg–Ti оксида. Известно, что подобный состав имеют минералы группы хёгбомита. Для проверки сделанного предположения анализы с характерными для минералов этой группы содержаниями Al_2O_3 (58–62 мас. %) пересчитывались на формулу хёгбомита- $2\text{N}2\text{S}[(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_3(\text{Al},\text{Ti},\text{Fe})_5\text{O}_{15}(\text{OH})]_2$. Расчет показал, что, в сравнении с типичными составами [148], предполагаемая фаза содержит существенно меньше титана (Ti 0.26–0.47 к.ф. против 0.65–0.99 к.ф.). С учетом этого вывода, для расчета формул алюмошпинелей из данных анализа исключался TiO_2 (входящий в состав рутила).

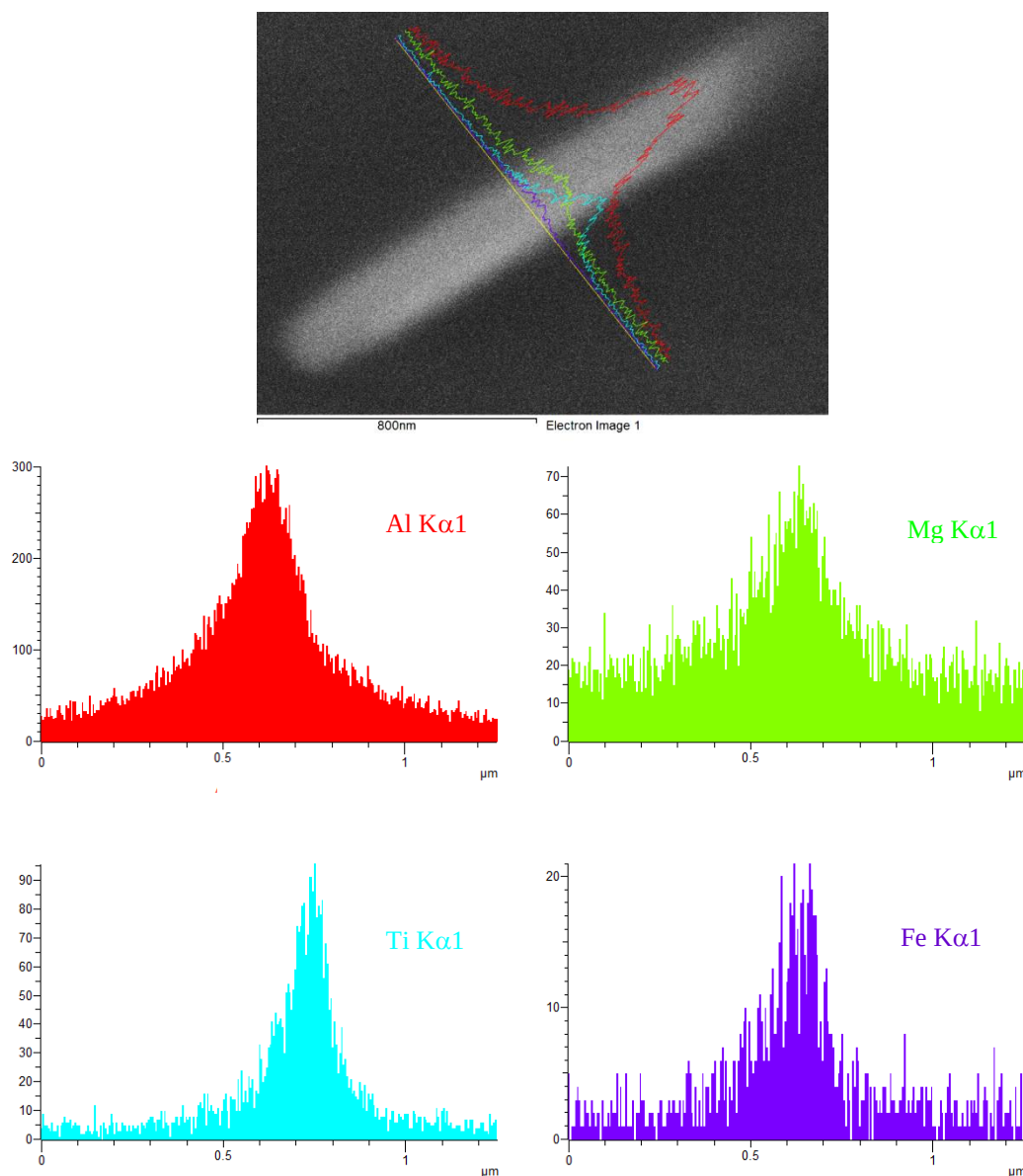


Рисунок 61 – Микронзондовые профили Al, Mg, Ti и Fe через включение первой группы в кварце. Гладкая форма профилей является артефактом, возникающим из-за того, что электронный зонд, диаметр которого превышает размер включения, захватывает кварцевую матрицу. Изображение в отраженных электронах, режим высокого контраста COMPO

Как следует из таблицы, изученные минеральные включения по составу отвечают герциниту $\text{Hc}_{55-67}\text{Sr}_{45-30}\text{Ghn}_{0-3}$ ($n = 24$). На тройной диаграмме состава Fe–Mg–Zn герцинит из включений попадает в ту же область, что и герцинит из матрикса гранулит (рисунок 63).

В состав включений второй группы входят FeO (93–98 мас. %), MgO (1.5–3.8 мас. %), MnO (0.0–1.6 мас. %), CaO (0.0–1.2 мас. %). Поэтому, предположительно, данные включения сложены магнетитом или минеральными смесями, в состав которых входит магнетит.

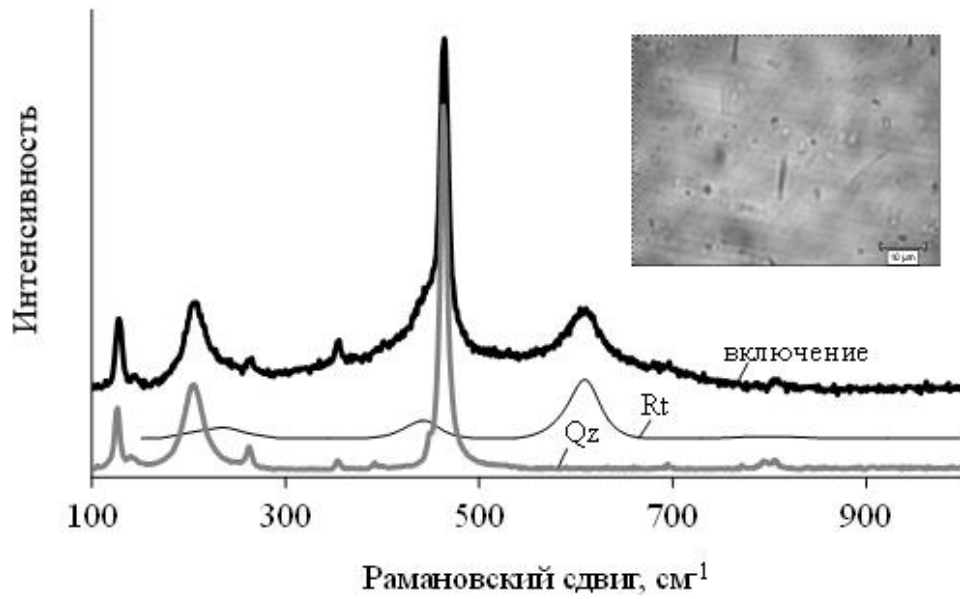


Рисунок 62 – Спектр комбинационного рассеяния включения первой группы в кварце и эталонные спектры кварца и рутила из базы данных RRUF

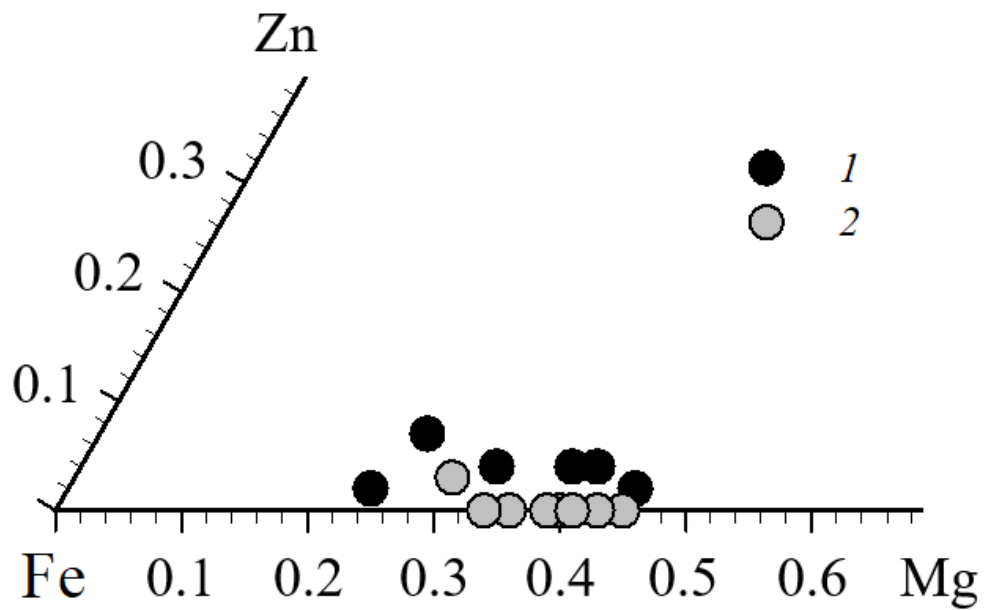


Рисунок 63 – Тройная диаграмма составов алюмошпинелей из матрикса (1) и микровключений первой группы в кварце (2)

5.2.2 Распространенность микровключений (данные предшественников)

Ранее микровключения алюмошпинелей в кварце наблюдались только один раз в гранат-кианитовых гнейсах из высокобарического комплекса Алтын Таг, Западный Китай [178]. По данным авторов процитированной работы, они имели стержневидную форму, размер $1\text{--}2 \times 10\text{--}50$ мкм и ассоциировали с близкими по размеру иглами кианита и рутила. Предпочтительная ориентировка включений совпадала с направлением $[0001]$ в кварце. Точный состав микровключений не определялся, они диагностировались методом дифракции отраженных электронов (EBSD). С учетом закономерностей ориентировки включений, их генезис исследователи связали с распадом твердого раствора тетрагональной полиморфной модификации SiO_2 – стишовита; минеральные зерна, содержащие включения, таким образом были проинтерпретированы как параморфозы кварца по стишовиту. Последний минерал обладает большей изоморфной емкостью в отношении Al, Fe и Mg по сравнению с кварцем, что послужило дополнительным аргументом в пользу сделанного вывода [178].

По сравнению с алюмошпинелями, среди минералов, образующих микровключения в кварце, шире распространен рутил. В кварце из магматических и высокотемпературных метаморфических пород нередко наблюдаются многочисленные иглы рутила толщиной $0.5\text{--}2$ мкм, длиной 50 и более мкм, ориентированные в разных направлениях [67, 93, 165, 203, 212, 214]. На микрофотографиях, полученных в режиме катодолюминесценции, они окружены темными ореолами; появление последних исследователи связывают с процессами выноса титана, растворенного в кварце при высоких температурах и концентрирующегося в составе включений на постпиковой стадии метаморфизма [93]. Подобный сценарий подтверждается экспериментальными данными [241].

Наряду с распадом твердого раствора в качестве механизмов образования микровключений в кварце рассматриваются: (1) сингенетичная кристаллизация, в том числе приводящая к появлению закономерно-ориентированных включений; (2) захват ранее образованных включений растущими кристаллами кварца [214].

5.2.3 Генезис микровключений

Пределы изоморфизма в кварце. Возможность «эксклюзионного» генезиса микровключений в кварце ограничена низкой изоморфной емкостью этого минерала. По данным, основанным на использовании методов локального анализа (EPMA, LA-ICP-MS, NRA), ЭПР и катодолюминесценции, примеси, замещающие Si^{4+} в структуре кварца – трех- четырех- и пятивалентные катионы Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Ge^{4+} , P^{5+} – характеризуются содержаниями, обычно не превышающими $10 \cdot n - 100 \cdot n$ ppm. Еще более низкими концентрациями обладают одновалентные

катионы – H^+ , Li^+ , Na^+ , K^+ внедряющиеся в интерстициальные позиции (Götze et al., 2004; Götze, 2009) [121, 122].

По данным ионно-зондового анализа (таблица 3), зерна кварца, содержащие микровключения в изученном образце, характеризуются следующими валовыми содержаниями элементов-примесей (ppm, $n = 3$): Al 125–173, Fe 439–1257, Ti 264–280, K 143–307, Na 133–259.

Одним из главных факторов, способствующих вхождению примесей в структуру кварца, выступает рост температуры. По данным экспериментов, при 1000 °C содержание изоморфной примеси Ti в кварце, сосуществующим с рутилом, может достигать 500 [251] и даже 1000 ppm [165]. Содержание Fe^{3+} в кварце, сосуществующем с магнетитом, при той же температуре оценивается величиной, соответствующей примерно 0.3 мас. % FeO [166]. Роль давления не столь однозначна: с ростом давления содержание Ti в кварце падает, а Fe^{3+} – увеличивается [166, 240]. Рассмотренные зависимости положены в основу «Ti-в-кварце» и «Fe-в-кварце» термобарометров [165, 166, 240, 251].

По сравнению с титаном и железом распределение Al в кварце подчиняется более сложным закономерностям. Наряду с температурой [109] концентрация изоморфной примеси Al в кварце контролируется составом и величиной pH гидротермальных флюидов, из которых кристаллизуется кварц [206, 207], и может достигать первых тысяч ppm [234].

В отличие от Ti, Fe и Al, многие примеси, установленные в кварце (Ca, Mg, Sr, Rb, REE и др.), по своим кристаллохимическим свойствам не могут входить в его структуру и концентрируются в составе присутствующих в кварце минеральных и флюидных включений [123].

Генезис микровключений. Принципиально возможными механизмами образования микровключений Al–Fe–Mg–Ti оксидов в кварце из гранулиты являются: (1) захват кварцем ранее образованных фаз в процессе его роста, (2) синхронная кристаллизация кварца и оксидов, (3) распад твердого раствора кварца при его охлаждении, (4) заполнение оксидами микротрещин в кварце.

Первые два механизма обычно действуют в магматических системах, где кристаллы кварца растут из расплава. Их признаком выступает приуроченность микровключений к зонам и секторам роста [214]. Изученный кварц не обладает ни зональностью, ни секториальностью, что делает реализацию этих механизмов маловероятной.

Распад твердого раствора наиболее часто привлекается для объяснения генезиса ориентированных микровключений рутила. Главными доводами в пользу этого механизма выступают: (1) хорошая растворимость титана в кварце при повышенной температуре, высокие коэффициенты диффузии, (2) игловидная форма включений и их равномерное распределение в

объеме кварцевых зерен, (3) ориентировка включений вдоль выделенных кристаллографических направлений.

Как известно, кристаллы кварца обладают очень плохо проявленной спайностью (способностью раскалываться) по ромбоэдрам ($10\bar{1}1$) и ($01\bar{1}1$), тригональной дипирамиде ($11\bar{2}2$), плоскостям (0001), ($11\bar{2}1$) и др. [55]. Пластически-деформированный кварц характеризуется развитием полос (или пластинок) деформаций, развивающихся вдоль плоскостей трансляционного скольжения. Их предпочтительная ориентировка зависит от условий, при которых происходят пластические деформации: при пониженной температуре скольжение происходит с равной вероятностью по базальной плоскости a (0001), ромбоэдрам и призме m ($10\bar{1}0$), при повышенной (более 500 °C, по другим данным, более 650 °C) – преимущественно по призме m [55, 179, 227]. По аналогии с другими кристаллическими веществами (например, металлами и сплавами), направления трансляционного скольжения могут рассматриваться как высокопроницаемые «каналы» с пониженной энергией активации внутрикристаллической диффузии (см., например, [258] и ссылки в этой работе).

Связывая генезис микровключений Al–Fe–Mg–Ti оксидов в кварце с «эксклюзионным» механизмом, можно предположить, что: (1) распад твердого раствора имел место на ретроградной стадии, (2) зоны высокотемпературного трансляционного скольжения в ходе этого процесса осуществляли своего рода «дренаж» растворенных в кварце структурных примесей (Al, Fe, Ti). Подобная аналогия кажется уместной, если учесть, что формирование микровключений происходило путем образования зародышей новой фазы в пределах зон с повышенной скоростью диффузии примесей и последующего роста игл-ламелей за счет градиентов концентраций и диффузионных потоков, ориентированных нормально к плоскостям скольжения. Наиболее эффективно описанный механизм работает в условиях открытых систем. Это, кроме прочего, помогает понять, почему в состав микровключений входит магний (а также цинк). В отличие от других примесей, Mg не может изоморфно замещать Si или занимать интерстициальные позиции в структуре кварца. Поэтому его присутствие в составе микровключений нельзя объяснить распадом твердого раствора кварца. Альтернативное предположение состоит в том, что появление магния в составе микровключений (и, соответственно, образование шпинели) связано со «сквозной» диффузией атомов Mg вдоль ослабленных зон кристаллической решетки кварца (зон трансляционного сложения) или просачиванием флюидов, обогащенных Mg, по микротрещинам спайности [8, 22, 129]. Последний механизм, предусматривающий важную роль флюидов в образовании ориентированных (возникших путем распада твердого раствора) микровключений, в том числе благодаря явлению гидроразрыва микротрещин, в последние годы активно обсуждается в литературе [202].

Выводы по главе 5

Шпинель представлена низкоцинкистым герцинитом в ассоциации с кварцем. Также в изученных породах присутствует высокоцинкистая шпинель и поздний ганит. Магнетит представлен несколькими генерациями. Он наблюдается в виде структур распада твердого раствора вместе с корундом и ильменитом, в виде обособленных зерен и нитевидных прожилков, рассекающих зерна шпинели. Титаномagnetит и ульвошпинель встречаются исключительно в структурах распада твердого раствора вместе с магнетитом, ильменитом, корундом, рутилом и шпинелью. Содержание ульвошпинелевого минала колеблется от 39–45 (титансодержащий магнетит) до 55–78 мол. % (ульвошпинель). Ильменит помимо ксеноморфных выделений и идиоморфных кристаллов наблюдается как в структурах распада твердого раствора Ti-Mag_{ss} , так и сам распадается на фазы (ильменит+гематит), при этом нередко по нему развивается лейкоксен. Рутил представлен двумя генерациями: ранняя – обособленные зерна в матриксе и включения в гранате, поздняя – игольчатые выделения при распаде твердого раствора на ретроградной стадии.

Зерна кварца содержат игловидные микровключения, ориентированные в направлении $[0001]$, равномерно распределенные в объеме кварцевых зерен. По данным электронно-зондового анализа, они имеют гетерогенное строение и образованы сростками рутила и герцинита.

Имеющиеся данные позволяют связать генезис микровключений с распадом твердого раствора и высокотемпературной диффузией структурных примесей кварца (Al, Fe, Ti) в направлении зон трансляционного скольжения параллельных $(10\bar{1}0)$, по которым происходили пластические деформации кварца на ретроградной стадии. Появление шпинели в составе микропарагенезиса Al–Fe–Mg–Ti оксидов интерпретируется как результат «сквозной» диффузии атомов Mg вдоль ослабленных зон кристаллической решетки кварца или просачивания флюидов, обогащенных Mg, по микротрещинам спайности, формирующимся в результате гидроразрыва.

ГЛАВА 6 МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ, ПОСТРОЕНИЕ *P–T* ТРАЕКТОРИЙ И РЕНКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКИ МЕТАМОРФИЗМА

6.1 Термобарометрия шпинель-содержащих парагенезисов

6.1.1 Индикаторная роль алюмошпинелей. Герцинит и шпинель относятся к числу характерных минералов метapelитовых гранулитов. В парагенезисе с кварцем они часто рассматриваются как индикаторы высоких и сверхвысоких ($> 900\text{ }^{\circ}\text{C}$) температур при метаморфизме [145, 169, 170, 189, 220, 253, 260] и ссылки в этих работах. Это касается тех разновидностей Fe–Mg алюмошпинелей, которые отличаются пониженным содержанием примесей (Zn, Fe^{3+} , Cr, V). Примерами могут служить сапфирин-содержащие гранулиты комплекса Падеру, южная Индия ($X_{\text{Spl}} 0.31\text{--}0.62$, $\text{ZnO} < 3\text{ мас. \%}$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2\text{ мас. \%}$, $T_{\text{max}} 900\text{ }^{\circ}\text{C}$; [174]), Mg–Al гранулиты юго-восточной Индии ($X_{\text{Spl}} 0.43\text{--}0.50$, $\text{ZnO} < 3\text{ мас. \%}$, $T_{\text{max}} 950\text{ }^{\circ}\text{C}$; [107]), сходные по составу породы восточной Бразилии ($X_{\text{Spl}} 0.19\text{--}0.23$, $\text{ZnO} < 2.8\text{ мас. \%}$, $T_{\text{max}} > 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$; [75]), сапфирин-содержащие гранулиты Уганды ($X_{\text{Spl}} 0.48\text{--}0.61$, $\text{ZnO} < 0.5\text{ мас. \%}$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1\text{ мас. \%}$, $T_{\text{max}} 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$; [209]).

В гранулитах оазиса Бангера содержание Cr_2O_3 в зернах Fe–Mg–Zn алюмошпинелей ($X_{\text{Spl}} 0.17\text{--}0.52$) из матрикса и включений в гранате не превышает 3.4 мас. %, при этом в большинстве анализов оно составляет десятые доли процента. Распределение цинка подчиняется следующим закономерностям: (1) часть изученных образцов гранулитов содержит Fe–Mg алюмошпинели, обедненные этим элементом ($\text{ZnO} < 3\text{ мас. \%}$), другая часть – цинк-содержащие алюмошпинели ($\text{ZnO} 7\text{--}20\text{ мас. \%}$), относящиеся к промежуточным членам ряда герцинит–ганит, (2) алюмошпинели из включений в гранате всегда характеризуются пониженным содержанием цинка (рисунок 64), (3) наиболее высокоцинкистые шпинели встречаются в сростках с корундом и магнетитом. Отмеченные особенности состава и микроструктурная позиция свидетельствуют о наличии двух генераций алюмошпинелей: (1) более ранней высокомагнезиальной (Sp I) с низким содержанием ZnO, образующей включения в гранате, (2) более поздней умеренно- и низкомагнезиальной (Sp II), как с пониженным, так и с повышенным содержанием цинка, рассеянной в матриксе. Первая генерация образует микропарагенезис с кварцем и силлиманитом, вторая – находится в сростании с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и другими минералами. Отмечены многочисленные случаи совместных границ зерен кварца и алюмошпинелей 2-й генерации, в том числе обедненной цинком.

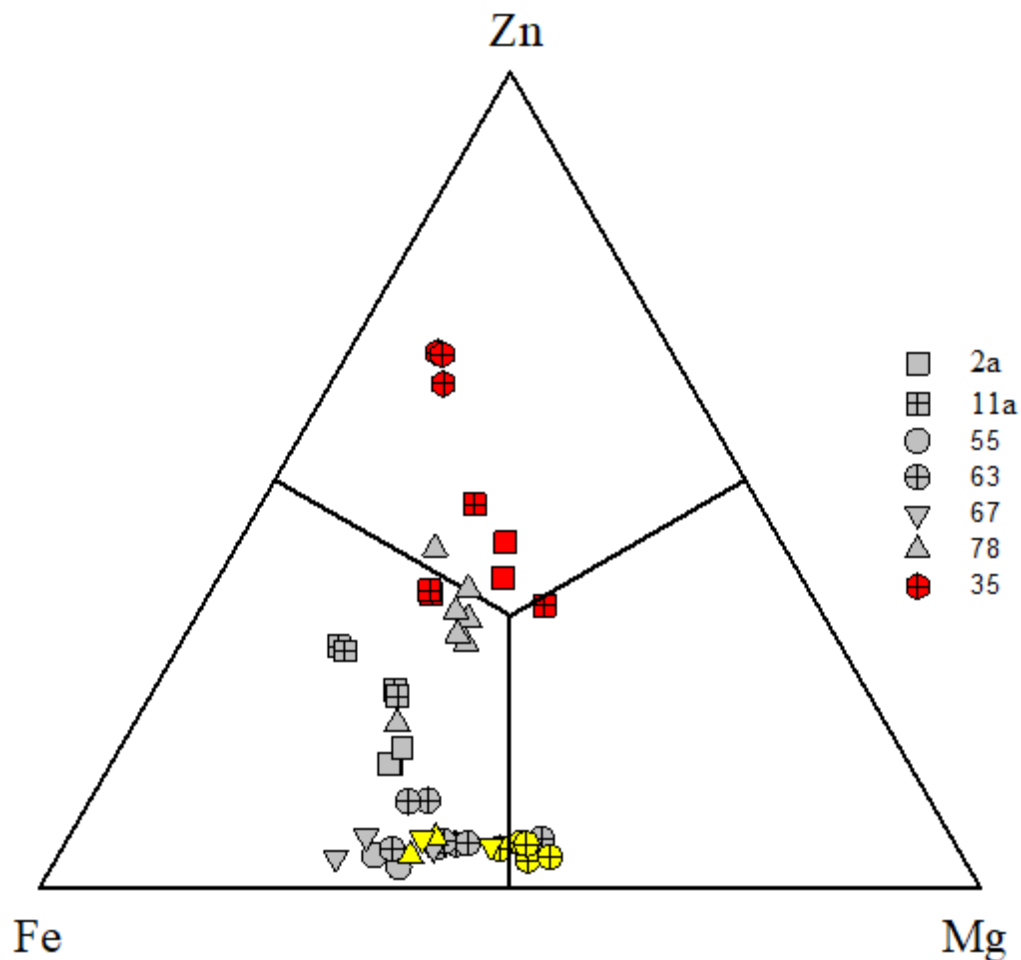


Рисунок 64 – Тройная диаграмма составов алюмошпинели из гранулитов Бангера. Желтым цветом показаны составы включений шпинели в гранате, красным – составы пластинчатых микровключений шпинели в ильмените и рутиле

6.1.2 Grt-Spl-Sil-Qz термобарометрия. Вхождение Zn и Cr в состав алюмошпинелей расширяет пределы их устойчивости в области пониженных температур и повышенных давлений [194, 235, 260]. Сходный эффект оказывает окислительная обстановка минералообразования, способствующая вхождению в состав алюмошпинелей Fe^{3+} [149, 200].

Влияние повышенных содержаний цинка в Fe-Mg-Zn алюмошпинелях на их устойчивость в парагенезисе с гранатом изучалось Дж. Николсом и соавторами (Nichols et al., 1992) [194] на примере реакции (8):



Опыты проводились в системе FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-ZnO (FMASZn) при пониженной активности кислорода. На основе проведенных экспериментов был откалиброван Grt-Spl-Sil-Qz термобарометр [194].

Оценки давления (P), найденные с помощью геотермобарометра Дж. Николса и др. [194] для изученных образцов гранулитов, приведены в приложение Г, таблица Г.1. Они

характеризуются большим разбросом. В интервале 850–1050 °C наименьшие значения P (4–12.5 кбар) получены для шпинели из обр. 55, 67 (матрикс) и 78 (включения в гранате). Эта шпинель характеризуется низким содержанием цинка (0.04–0.06 к.ф.) и умеренной магнезиальностью ($X_{\text{Spl}} < 0.40$). Более высокие значения P (6.5–14.5 кбар) получены для обр. 2а и 11а, в которых шпинель обогащена цинком, а также для обр. 63, в котором шпинель, будучи обеднена цинком, обладает повышенной магнезиальностью ($X_{\text{Spl}} 0.40–0.52$ к.ф.).

Сходный, но более узкий интервал давлений получен с помощью GASP геобарометра [153] для парагенезиса Grt–Sil–Pl–Qz (для 900 °C): 6.5–8.5 кбар (обр. 11а, 55, 63, 67, 78).

6.1.3 Spl-Crd термометрия. В обр. 63 и 67 шпинель с низким содержанием Zn ассоциирует с кордиеритом (рисунок 50, *е*; рисунок 52, *а*), что позволяет использовать для оценки температур минеральных равновесий Spl-Crd геотермометр [249]. Большинство ($n = 10$) температурных оценок, полученных с его помощью, изменяются в пределах от 775 до 890 °C (приложение Г, таблица Г.2). Три оценки попадают в интервал 660–735 °C, три – в интервал 995–1065 °C. Полученный результат интерпретируется как свидетельство: (1) сверхвысокой (> 900 °C) пиковой температуры Spl-Crd равновесия, (2) частичного переуравновешивания составов сосуществующих минералов на ретроградной стадии [2, 66].

6.2 Гранат-ортопироксеновая термобарометрия

Гранат-ортопироксеновый термобарометр, основанный на растворимости Al в ортопироксене, сосуществующем с гранатом, широко используется для оценки пиковых температур УНТ метаморфизма [76, 87, 134, 157, 182, 210, 230, 233, 243]. Считается, что этот термобарометр предпочтительнее гранат-ортопироксенового Fe-Mg обменного термометра из-за более медленной внутрикристаллической диффузии Al по сравнению с Mg и Fe [170]. Примерами служат составы ортопироксена из метапелитов, образовавшихся при сверхвысоких температурах: Grt–Орх–Sil гнейсов серии Рауэр, Восточная Антарктида (Al_2O_3 7.5–10.6 мас. %, T_{max} 1050 °C; [139]), хондалитов южной Индии (Al_2O_3 5.9–8.2 мас. %, T_{max} 920 °C; [192]; Al_2O_3 5–9.5 мас. %, T_{max} 1040 °C; [157]), Grt–Орх гранулитов Намибии (Al_2O_3 8–11 мас. %, T_{max} 970 °C; [87]), Орх–Sil гранулитов Ангара-Канского блока, Сибирский кратон (Al_2O_3 7.5–8 мас. %, T_{max} 1000 °C; [231]). Сравнимыми содержаниями Al_2O_3 (7–9 мас. %) характеризуется и ортопироксен из метапелитовых гранулитов оазиса Бангера (таблица 5).

Таблица 5 – Репрезентативные анализы ортопироксена (мас. %) и результаты термобарометрических расчетов

Образец	15	15	61	61	63	63	116	116
Анализ	3-1*	045**	013**	025**	001**	004**	3-2*	4-5*
SiO ₂	46.46	47.36	48.90	49.29	48.50	48.01	47.79	47.49
Al ₂ O ₃	9.03	8.72	8.24	7.98	8.88	9.22	6.07	6.05
FeO*	24.56	24.19	21.72	20.31	22.55	23.10	26.69	27.56
MnO	0.00	0.12	0.58	0.59	0.19	0.00	0.33	0.35
MgO	19.77	18.38	20.37	21.22	19.79	19.53	19.16	18.54
CaO	0.00	0.00	0.20	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.82	99.77	100.01	99.45	99.91	99.86	100.04	99.99
Si	1.735	1.784	1.814	1.828	1.805	1.790	1.802	1.799
Al	0.398	0.387	0.360	0.349	0.390	0.405	0.270	0.270
Fe ³⁺	0.132	0.045	0.012	0.000	0.001	0.015	0.127	0.132
Fe ²⁺	0.635	0.748	0.662	0.630	0.701	0.705	0.715	0.741
Mn	0.000	0.004	0.018	0.019	0.000	0.000	0.011	0.011
Mg	1.100	1.032	1.126	1.173	1.098	1.085	1.076	1.047
Ca	0.000	0.000	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Сумма	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
X_{En}	0.589	0.565	0.623	0.650	0.610	0.601	0.561	0.545
X_{Al}^{M1}	0.133	0.171	0.174	0.177	0.194	0.195	0.072	0.069
X_{Py}	0.397	0.350	0.401	0.401	0.382	0.382	0.333	0.333
X_{Grs}	0.010	0.011	0.029	0.029	0.018	0.018	0.034	0.034
X_{Sps}	0.014	0.011	0.047	0.047	0.011	0.011	0.027	0.027
K_{D1}	0.118	0.147	0.157	0.159	0.165	0.166	0.074	0.071
K_{D2}	2.094	2.329	2.178	2.426	2.408	2.318	2.326	2.180
P_{ref} , кбар	5.0-7.1	5.0-7.0	5.1-7.0	5.0-7.0	6.1-7.0	6.0-7.0	5.1-7.1	5.0-7.1
T_{GH82} , °C	840-900	895-955	885-945	875-935	935-965	935-970	750-800	750-800
T_{LG88} , °C	945-960	870-880	960-970	890-900	860-870	885-890	905-915	950-960

Примечание к таблице 5. * – анализы, полученные с помощью JEOL JSM-7001F SEM (Горный университет), ** – с помощью JEOL JSM-6510LA SEM (ИГГД РАН). Для каждого образца приведены анализы с наиболее высоким содержанием Al_2O_3 . Формулы рассчитаны на 4 катиона и 12 зарядов. Мольные доли для ортопироксена: $X_{\text{En}} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$; $X_{\text{Al}}^{M1} = \text{Si} - (2 - \text{Al})$ [196]. Мольные доли для граната: $X_{\text{Py}} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Ca})$; $X_{\text{Grs}} = \text{Ca}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Ca})$; $X_{\text{Sps}} = \text{Mn}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Ca})$. Для расчетов использовался гранат с наибольшим содержанием пиропового минала. $K_{D1} = [X_{\text{Al}}^{M1}(1 - X_{\text{Al}}^{M1})/(1 - X_{\text{Grs}})]^3$; $K_{D2} = (\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{Grt}} \times (\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{Opx}}$. T_{GH82} , температура, оцененная с помощью термобарометра Харли и Грина (Harley, Green, 1982) [133]; T_{LG88} – с помощью термобарометра Ли и Гангули (Lee, Ganguly (1988) [175]; P_{ref} , заданное давление

Алюминий входит в состав ортопироксена благодаря чермаковскому замещению $\text{MgSi} = \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Al}^{\text{IV}}$. Поэтому в идеальном случае он распределен поровну между позициями *M1* и *T* для структурной формулы пироксена $M2M1T2\text{O}_6$. Соответственно содержание алюминия в позиции *M1* рассчитывается как $X_{\text{Al}}^{M1} = \text{Al (к.ф.)}/2$. Вхождение в структуру ортопироксена Fe^{3+} нарушает идеальную схему чермаковского замещения и приводит к понижению X_{Al}^{M1} . Последняя величина может быть вычислена по формуле $X_{\text{Al}}^{M1} = \text{Si} - (2 - \text{Al})$ [196]. Как следствие, в этом случае уменьшаются и получаемые с помощью «Al-в-ортопироксене» геотермобарометра температурные оценки (при $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ 0.10–0.12 на 20–50 °C; [145]).

В случае изученных гранулитов пиковая температура, рассчитанная для гранат-ортопироксенового парагенезиса с помощью «Al-в-ортопироксене» термобарометра Харли и Грина (Harley, Green, 1982) [133], колеблется в пределах 840–955 °C при 5–7 кбар в образце 15 (X_{Al}^{M1} 0.13–0.17 к.ф.); 880–930 °C при 5–6 кбар в образце 61 (X_{Al}^{M1} 0.17–0.18 к.ф.); 930–970 °C при 6–7 кбар в образце 63 (X_{Al}^{M1} 0.18–0.19 к.ф.); 750–800 °C при 5–7 кбар в образце 116 (X_{Al}^{M1} 0.07 к.ф.) (таблица 5). Гранат-ортопироксеновый геотермометр Ли и Гангули (Lee, Ganguly, 1988) [175], основанный на обменной реакции $\text{Py} + \text{Hy} = \text{Alm} + \text{En}$, дает аналогичные или меньшие температуры (таблица 5). Помимо содержания Al_2O_3 , еще одним индикатором *P–T* условий кристаллизации выступает соотношение параметров состава ортопироксена (X_{Al}^{M1} и X_{En}), которые зависят от температуры и давления. Хенсен и Харли (Hensen, Harley, 1990) [150] построили *P–T* диаграмму с изоплетами X_{Al}^{M1} и X_{En} для системы FMAS (Grt–Opx–Crd–Qz парагенезиса), основываясь на экспериментальных данных и предположении о изобарической ориентации изоплет $X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}$. Эта диаграмма была трансформирована в график X_{Al}^{M1} – X_{En} и использована для термобарометрии [237]. На рисунке 65 показан такой график для изученных пород. Из него следует, что ортопироксен с наиболее высокими содержаниями алюминия ($X_{\text{Al}}^{M1} > 0.15$) и

величиной X_{En} 0.56–0.65, встреченный в гранулитах оазиса Бангера (обр. 15, 61, 63), кристаллизовался при температуре $>900^\circ\text{C}$ в интервале давлений 6–8 кбар. При этих условиях гранат равновесный с ортопироксеном должен быть обогащен магнием (плоть до X_{Mg} 0.46–0.49). Гранат, наблюдаемый в изученных гранулитах, менее магнезиальный ($X_{Mg} \leq 0.40$), что связано с присутствием в нем примесей Са и Мп и частичным выносом магния на стадии ретроградного охлаждения.

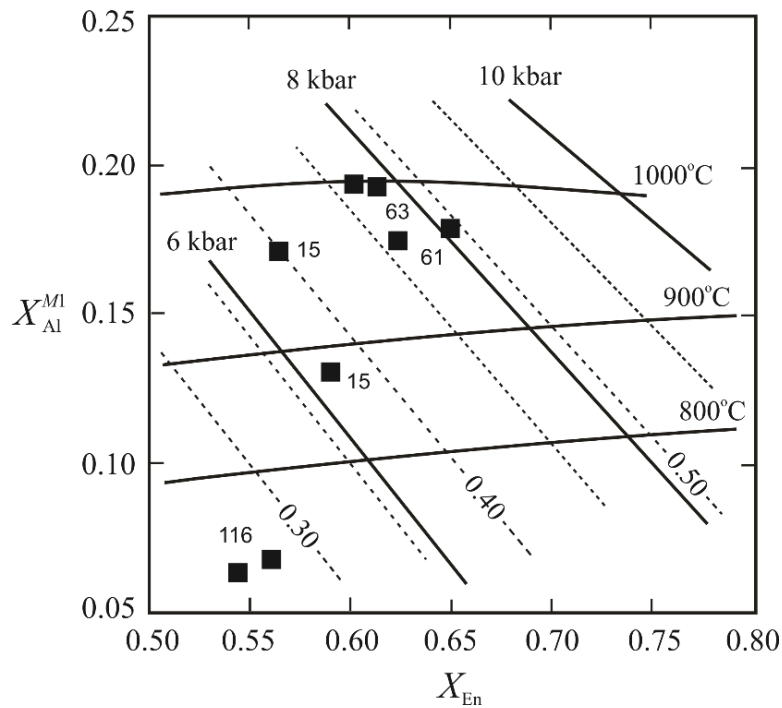


Рисунок 65 – X_{Al}^{M1} – X_{En} график с изотермами и изобарами (по: [150, 237]). Пунктирные линии – изоплеты X_{Mg} в гранате. Числа около фигуративных точек соответствуют номерам образцов гранулитов в таблице 5

6.3 Термометрия тройных растворов полевых шпатов

Один из подходов к оценке условий гранулитового метаморфизма состоит в определении реинтегрированных составов полевых шпатов (составов твердых растворов полевых шпатов, продуктами распада которых выступают мезопертиты и антипертиты) и их последующего нанесения на тройную диаграмму An–Ab–Or с изотермами сольвуса. Несмотря на некоторую проблематичность данного подхода [145], он неоднократно использовался для подтверждения УНТ условий гранулитовых комплексов [157, 162, 180, 193, 198, 230, 243].

Реинтегрированный состав полевого шпата может быть оценен двумя способами: (1) путем интегрального анализа выбранного участка зерна полевого шпата с ламелями распада на электронном микроскопе, (2) путем локального анализа матрикса и ламелей с последующим

определением их площадных долей на BSE изображениях мезопертитового и антипертитового полевого шпата [152]. Оба способа использованы для определения реинтегрированных составов полевых шпатов в обр. 63 (таблица 6, рисунки 45, б и 46, а).

Таблица 6 – Репрезентативные анализы полевых шпатов (мас. %) и реинтегрированные составы полевых шпатов

Образец		63						
Полевой шпат		Мезопертит			Антипертит			
Область	Реинтегр. (скан)	Мат- рикс	Ламели	Реинтегр. (расч)	Реинтегр (скан)	Мат- рикс	Ламели	Реинтегр. (расч)
Анализ	054	051	050		055	059	056	
SiO ₂	65.30	64.88	62.72	64.29	64.73	64.36	64.87	64.48
Al ₂ O ₃	19.26	18.82	23.48	20.09	22.13	23.06	18.76	22.06
CaO	0.48	0.00	4.53	1.23	2.98	4.72	0.00	3.62
Na ₂ O	3.18	1.61	8.78	3.56	7.12	9.38	1.67	7.58
K ₂ O	12.25	14.49	12.25	10.62	3.77	0.07	14.31	3.39
BaO	0.00	0.20	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.47	100.00	99.75	99.93	100.73	101.59	99.61	101.13
Si	2.967	2.984	2.780	2.927	2.860	2.803	2.988	2.844
Al	1.032	1.020	1.227	1.078	1.152	1.184	1.019	1.147
Ca	0.023	0.000	0.215	0.060	0.141	0.220	0.000	0.171
Na	0.280	0.144	0.755	0.314	0.610	0.792	0.149	0.648
K	0.710	0.850	0.014	0.617	0.212	0.004	0.841	0.191
Ba	0.000	0.004	0.000	0.003	0.212	0.000	0.000	0.000
Сумма	5.012	5.002	4.990	4.999	4.975	5.003	4.997	5.002
An	0.023	0.000	0.219	0.061	0.146	0.217	0.000	0.169
Ab	0.276	0.144	0.767	0.317	0.633	0.779	0.151	0.642
Ort	0.701	0.856	0.014	0.622	0.221	0.004	0.849	0.189
Об. %		73.6	26.4			77.3	22.7	
Мас. %		72.8	27.2			76.65	23.35	

Примечание: анализы выполнены с помощью РЭМ JEOL JSM-6510LA в ИГГД РАН. Реинтегр. (скан) – реинтегрированные составы полевых шпатов, измеренные методом площадного сканирования РЭМ (см. рисунки 45, б и 46, а); Реинтегр. (расч) – реинтегрированные составы полевых шпатов, рассчитанные методом Хокада [152]. Об. % – объемные доли ламелей и матрикса; Мас. % – массовые проценты, полученные путем пересчета объемных процентов с учетом плотности щелочного полевого шпата (2.57 г/см³) и плагиоклаза (2.67 г/см³)

В этом образце присутствует мезопертит, состав матрикса которого ($\text{Ort}_{0.86-0.87}\text{Ab}_{0.14-0.13}$) близок к составу ламелей в антипертитовом плагиоклазе ($\text{Ort}_{0.85}\text{Ab}_{0.15}$). Также сходны по составу антипертитовый плагиоклаз ($\text{Ab}_{0.78}\text{An}_{0.22}$) и ламели в мезопертите ($\text{Ab}_{0.78-0.77}\text{An}_{0.20-0.22}\text{Ort}_{0.02-0.01}$). Площадная доля ламелей в мезопертите составляет 26 %, в антипертите – 23%. Составы реинтегрированных полевых шпатов, рассчитанные методом Хокада: мезопертит $\text{Ort}_{0.62}\text{Ab}_{0.32}\text{An}_{0.06}$, антипертит $\text{Ab}_{0.64}\text{An}_{0.17}\text{Ort}_{0.19}$. На тройной диаграмме с кривыми сольвуса [113, 118] (рисунок 66) эти составы дают сходные температуры, превышающие 900 °C (варьирующие в диапазоне от 900 до ~930 °C). Очевидно, что мезопертитовый и антипертитовый полевые шпаты были уравновешены при этих условиях [1, 4, 62, 64]. Отметим также, что составы, измеренные методом площадного сканирования, показывают разные температуры (>900 и ~800 °C). Такое различие может быть связано с систематической погрешностью микрозондового анализа, обусловленной матричными эффектами, как ранее отмечал Хокада (Hokada, 2001) [152]; полученный результат подтверждает преимущество его метода.

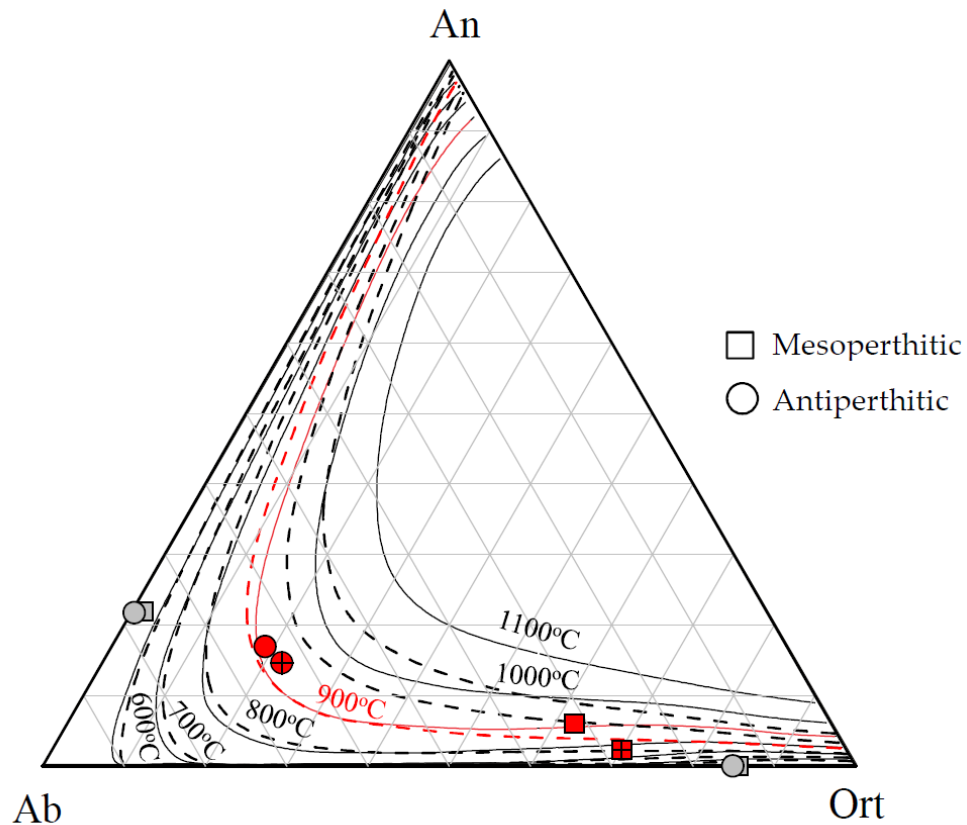


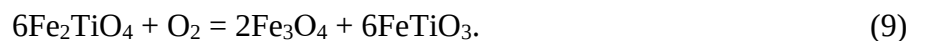
Рисунок 66 – Тройная диаграмма с точками составов полевых шпатов из обр. 63: Серое – составы продуктов распада твердых растворов полевых шпатов, красное – составы реинтегрированных полевых шпатов, определенные методом Хокада, красное с крестом – измеренные методом площадного сканирования и кривыми сольвуса рассчитанными для 600–1100 °C при 6 кбар с помощью программы WinFeldth [259] с использованием моделей ([118]; сплошные линии) и ([113]; пунктирные линии)

6.4 «Ti-в-кварце» термометрия

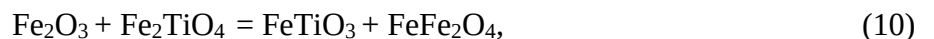
Как показано в таблице 3, пиковая температура, рассчитанная с помощью «Ti-в-кварце» геотермометра для изученных гранулитов, варьирует в диапазоне 760-810 °C при использовании калибровочного уравнения Thomas et al. [240] и в диапазоне 950-1010 °C при использовании калибровочного уравнения Huang, Audétat [156]. Большой разброс полученных оценок связан с различной предполагаемой растворимостью Ti в кварце согласно экспериментам, проведенным разными исследователями. По мнению некоторых авторов, калибровка Huang и Audétat [156] завышает температуру [116]. Тем не менее, в диссертационной работе ей отдано предпочтение по двум причинам: температуры, рассчитанные на основе калибровочного уравнения Huang и Audétat [156] лучше согласуются с данными, полученными с помощью других минеральных геотермобарометров, (2) они хорошо соответствуют результатами моделирования фазовых равновесий (см. раздел 6.6). Помня, что изученный кварц содержит ориентированные игольчатые микровключения рутила и шпинели, и предполагая, что с помощью ионного зонда, использованного для анализа, был определен реинтегрированный состав кварца (состав твердого раствора Ti в кварце), рассчитанные температуры могут считаться пиковыми при условии, что весь проанализированный титан входил в структуру минерала при пиковых условиях метаморфизма и в состав титан-содержащих включений в кварце на ретроградной стадии, что ограничило его вынос за счет диффузии при охлаждении.

6.5 Титаномагнетит-ильменитовая термо-оксибарометрия

Исключительно высокие температуры метаморфизма стали причиной появления в гранулитах Бангера закономерных сростков ильменита и титансодержащего магнетита с необычно высоким содержанием ульвошпинелевого минерала (до Usp_{55-78}) (рисунок 55, приложение В, таблица В.5). Как известно, во многих эндогенных породах подобные сростки образуются в результате распада высокотемпературного твердого раствора (Mag_{SS}), инициированного окислением ульвошпинелевого компонента этого раствора (9):



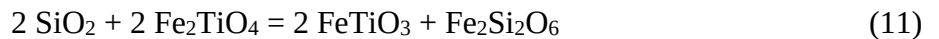
Продуктами распада в свою очередь выступают твердые растворы ($Ilm + Hem$) и ($Mag + Usp$), состав которых меняется в зависимости от температуры и парциального давления кислорода. Обменная реакция



описывающая эту зависимость, лежит в основе титаномагнетит-ильменитового термо-оксибарометра [70, 89, 119, 120, 213, 225].

Оценки температуры и фугитивности кислорода, найденные с помощью Ti-Mag-Ilm термо-оксибарометра для гранулитов Бангера, приведены в приложение Г, таблица Г.3. Для расчетов использованы калибровочные уравнения, основанные на экспериментальных данных и моделях твердых растворов Mag_{SS} и Ilm_{SS} в системах Fe-Ti-O (Andersen, Lindsley, 1985 [69]; AS85) и Fe-Ti-Al-Mg-O (Sauerzapf et al., 2008 [213]; SL08). Температурные оценки, рассчитанные на базе обоих уравнений, широко варьируют. При использовании уравнения SL08 большинство из них изменяется в пределах от 625 до 1110 °C [2, 5]. В одном случае, для титансодержащего магнетита с максимальным содержанием ульвошпинелевого минала (Usp_{71}), температура, рассчитанная с помощью этого уравнения, оказывается нереалистично высокой (1177 °C). При использовании уравнения AS85 большинство температурных оценок попадает в интервал 545–1085 °C. По сравнению с аналогичными оценками, найденными на базе уравнения SL08, они систематически занижены (в среднем на 30 градусов). В случаях, когда $X_{\text{Usp}} > 0.70$, температурные оценки, рассчитанные с помощью уравнения AS85, становятся слишком большими и теряют геологический смысл (приложение Г, таблица Г.3).

В дополнение к титаномagnetит-ильменитовому термо-оксибарометру, для реконструкции условий метаморфизма гранулитов оазиса Бангера использовался кварц-ульвошпинель-ильменит-ортопироксеновый (QUILP) термо-оксибарометр, в основе которого лежит реакция, описывающая равновесие сосуществующих Fe-Ti оксидов и ортопироксена [177] (11).



Рассчитанные с его помощью температурные оценки хорошо согласуются с аналогичными оценками, найденными на базе уравнения AS85: в большинстве случаев расхождение между ними не превышает 12–14 градусов, максимальное расхождение составляет 50–55 градусов (приложение Г, таблица Г.3).

На рисунке 67 показана зависимость между рассчитанными значениями температуры и фугитивности кислорода для изучаемых равновесий. На ту же диаграмму вынесены линии Ni-NiO (NNO) и магнетит-фаялитового (FMQ) буферов. Как можно видеть, точки на графике группируются вдоль линии NNO буфера, демонстрируя закономерное уменьшение $f\text{O}_2$ с падением температуры и буферирование окислительно-восстановительных условий в минеральной системе на ретроградной стадии метаморфизма.

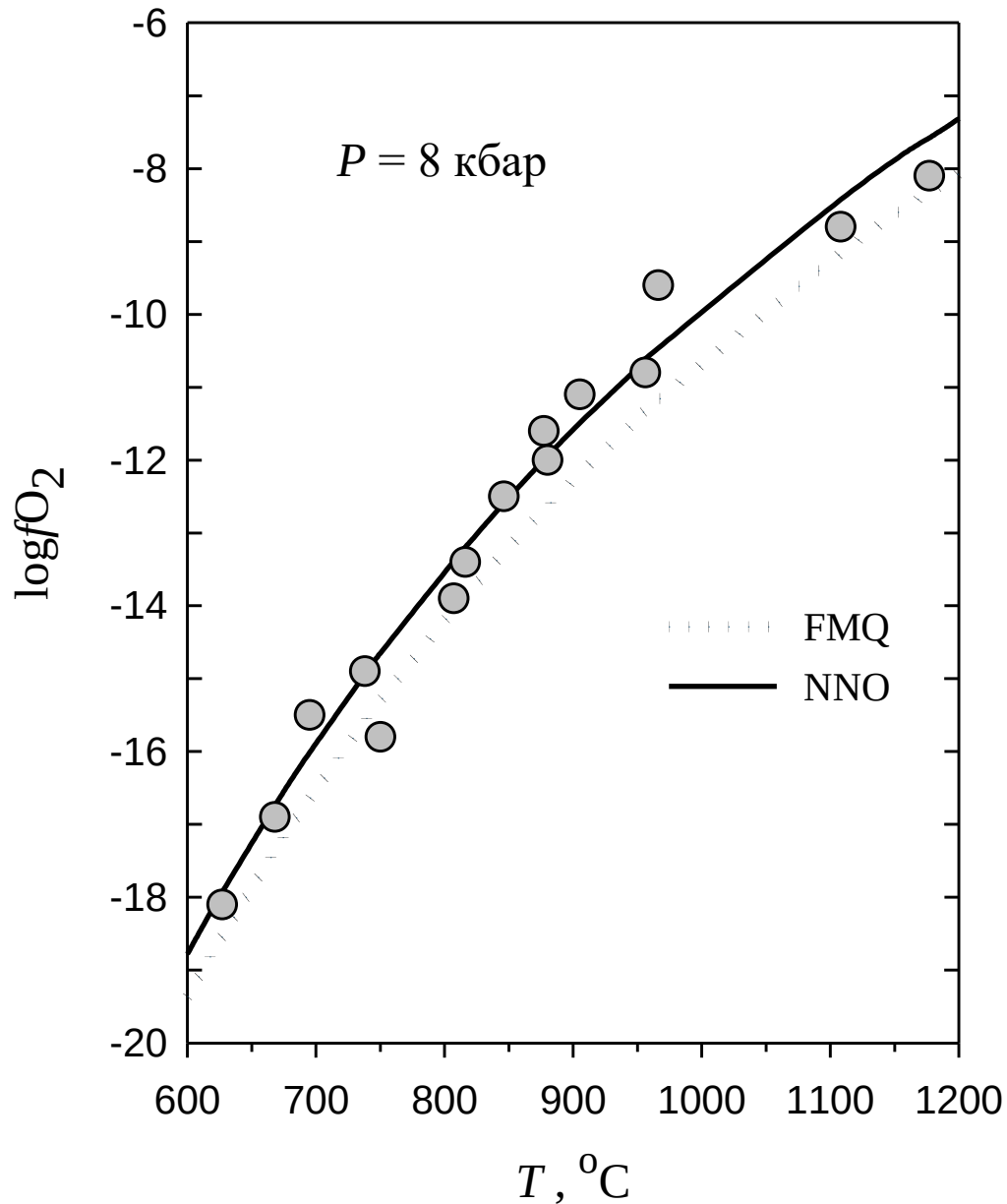


Рисунок 67 – Зависимость между фугитивностью кислорода и температурой равновесия титаносодержащий магнетит – ильменит, оцененная с помощью калибровочного уравнения Ti-Mag-Ilm термо-оксибарометра [213] для обр. 63. FMQ, NNO – линии фаялит-магнетит-кварцевого и Ni-NiO окислительно-восстановительных буферов соответственно

6.6 Построение P – T траекторий

6.6.1 Изохимические диаграммы

Валовые химические составы изученных пород служили входными данными для моделирования минеральных парагенезисов и построения изохимических диаграмм.

Образец 2а является примером гранат-силлиманит-кордиеритового гранулита. Он содержит шпинель, рутил и биотит, которые встречаются в матрице и в виде включений в гранате. Силлиманит представлен второй и третьей генерациями. Плагиоклаз в породе отсутствует из-за низкого содержания CaO в породе (0.30 мас. %). Isoхимическая фазовая диаграмма для данного образца представлена на рисунке 68. График рассчитан для системы MnNCKFMASHT ($\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2$) в связи с отсутствием в породе магнетита. Предполагаемая пиковая минеральная ассоциация – гранат–кордиерит–шпинель–калиевый полевой шпат–ильменит–кварц. По расчетам, она стабильна при давлении 5.6–6.6 кбар и температуре $> 940^\circ\text{C}$ при очень низкой активности воды. Поле устойчивости этой минеральной ассоциации на графике частично перекрывается с областью расположения изоплет (линий равного содержания) пиропового минала в гранате, соответствующих наблюдаемым значениям $X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}$ (0.29–0.31). Сделанный вывод относится к парагенезису, содержащему железо-магнезиальную шпинель. Однако, поскольку наблюдаемая в изученных гранулитах алюмошпинель содержит примеси Zn и Cr, поле устойчивости равновесной ассоциации шпинель–кварц–кордиерит–гранат может расширяться в сторону более низких температур [194].

Согласно данным моделирования, гранат в изученной породе начал кристаллизоваться при ~ 7 кбар и $\sim 730^\circ\text{C}$ в поле устойчивости рутил- и биотит-содержащих парагенезисов при условии повышенной активности воды (рисунок 68). На это указывает наличие включений рутила и биотита в гранате. Температура их кристаллизации была оценена с помощью «Ti-в-биотите» геотермометра Henry et al. [151] (приложение В, таблица В.12). На проградной стадии имел место изобарический нагрев в области устойчивости силлиманита и кордиерита. Повышение температуры привело к частичному плавлению породы, растворению воды в расплаве и снижению ее активности в минеральной системе. За пиком температуры последовало изобарическое охлаждение в области устойчивости кордиерита. Появление более поздних генераций силлиманита и биотита, замещающих кордиерит, в сочетании с данными «Ti-в-биотите» геотермометра и результатами моделирования (рисунок 68) указывает на возможность роста давления на заключительной стадии ретроградной истории.

Образцы 75 и 78 характеризуют состав гранат-кордиеритовых гранулитов. Поскольку эти породы содержат магнетит в качестве второстепенной фазы, для термодинамического моделирования была использована система MnNCKFMASHTO ($\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2\text{-O}_2$). Согласно выполненным расчетам, пиковая ассоциация гранат–кордиерит–шпинель–калиевый полевой шпат–плагиоклаз–ильменит–кварц, характерная для этих пород, стабилизировалась при низкой активности воды. На isoхимических диаграммах поле ее устойчивости располагается в области 6–7 кбар, $> 950^\circ\text{C}$ (рисунок 69, рисунок 70). Результаты моделирования согласуются с показаниями «Ti-в-кварце» геотермометра [156].

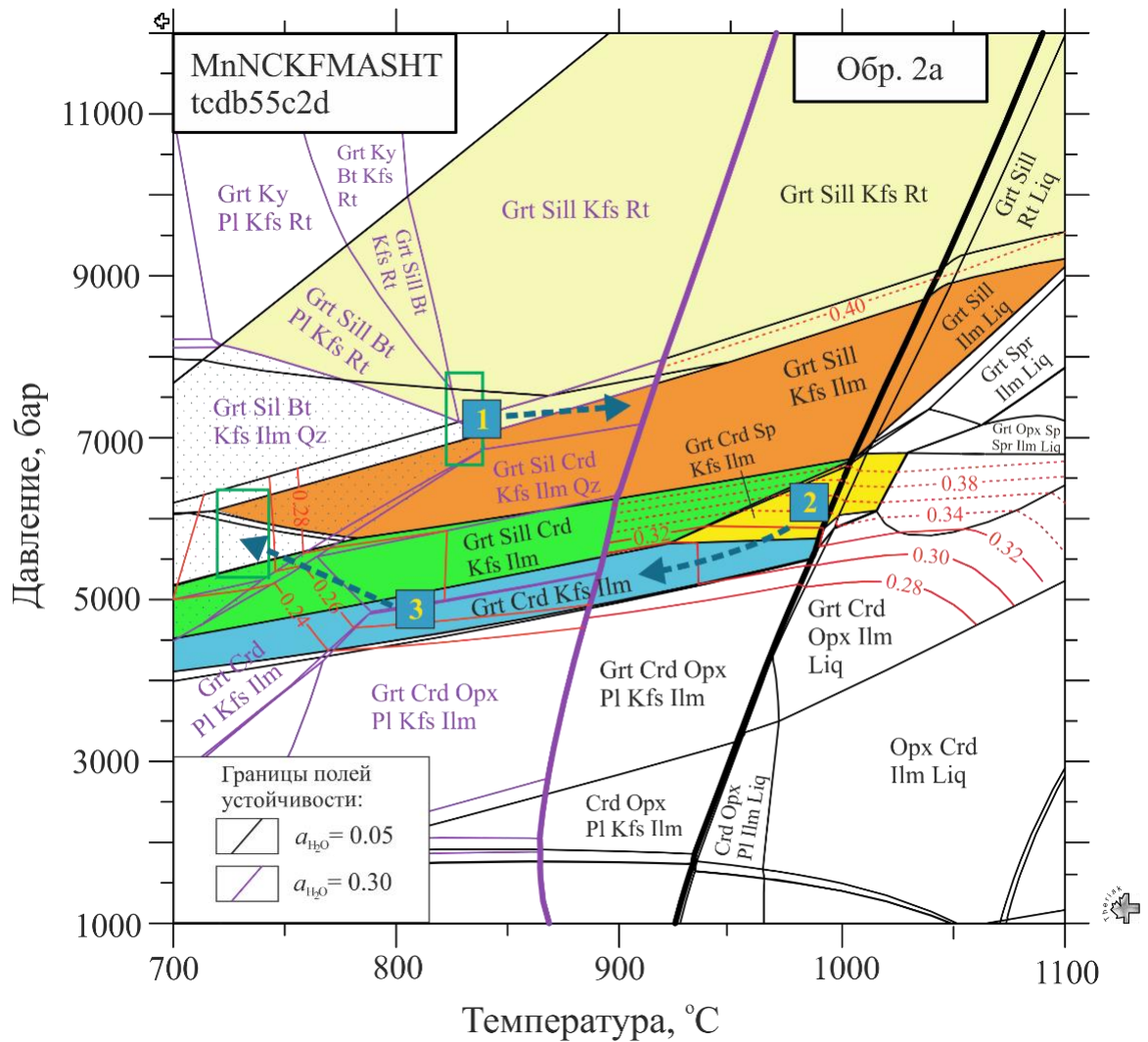
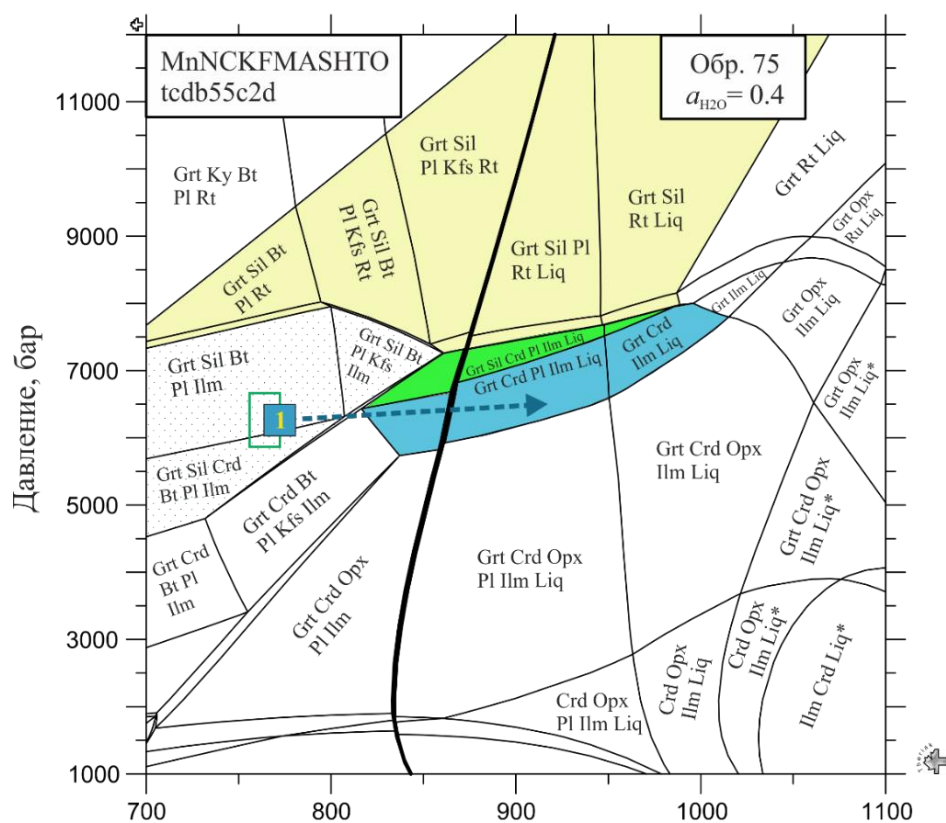


Рисунок 68 – Изохимическая фазовая P – T диаграмма для гранат-силлиманит-кордиеритового гранулитов: Валовый состав породы, использованный для расчетов (мол. %), **Обр. 2a**: Si 76.41, Ti 0.84, Al 16.54, Fe 7.39, Mn 0.11, Mg 5.07, Ca 0.35, Na 0.53, K 2.43 (исходные данные приведены в приложении В, таблица В.1). Тонкие черные и фиолетовые линии ограничивают поля устойчивости минеральных парагенезисов для различных значений активности воды. Жирные линии соответствуют солидусу. Красные линии с цифрами обозначают изоплеты X_{Mg} в гранате. Все минеральные парагенезисы содержат кварц (обр. 2a), кварц и магнетит (обр. 75, 78), за исключением отмеченных звездочкой, которые не содержат кварца. Liq – расплав. Цветные прямоугольники оконтуривают P – T условия, полученные по данным минеральной термобарометрии. Синими стрелками показаны предполагаемые участки P – T траекторий для проградной (1) и ретроградной (2, ранняя, 3, поздняя) стадий метаморфизма

a



б

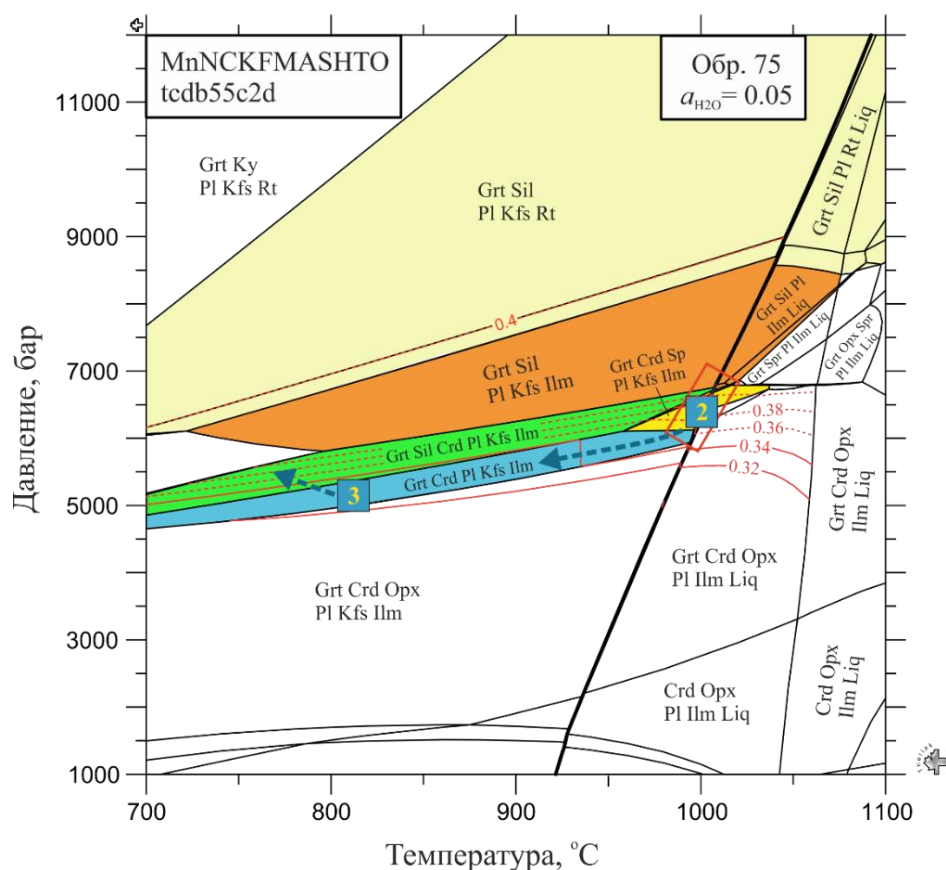


Рисунок 69 – Изохимические фазовые P – T диаграммы для гранат-кордиеритовых гранулитов: Валовые составы пород, использованные для расчетов (мол. %), **обр. 75**: Si 71.59, Ti 0.88, Al 19.47, Fe 8.37, Mn 0.24, Mg 5.79, Ca 1.15, Na 2.36, K 1.96 (исходные данные приведены в приложении В, таблица В.1). Условные обозначения – см. рисунок 68

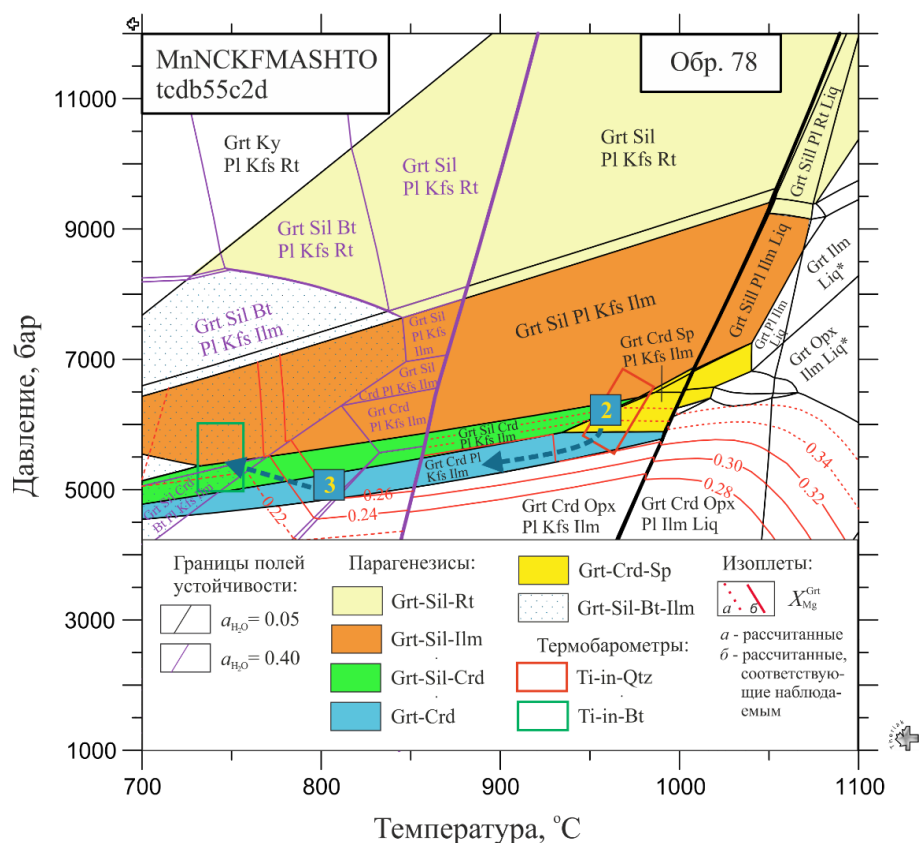
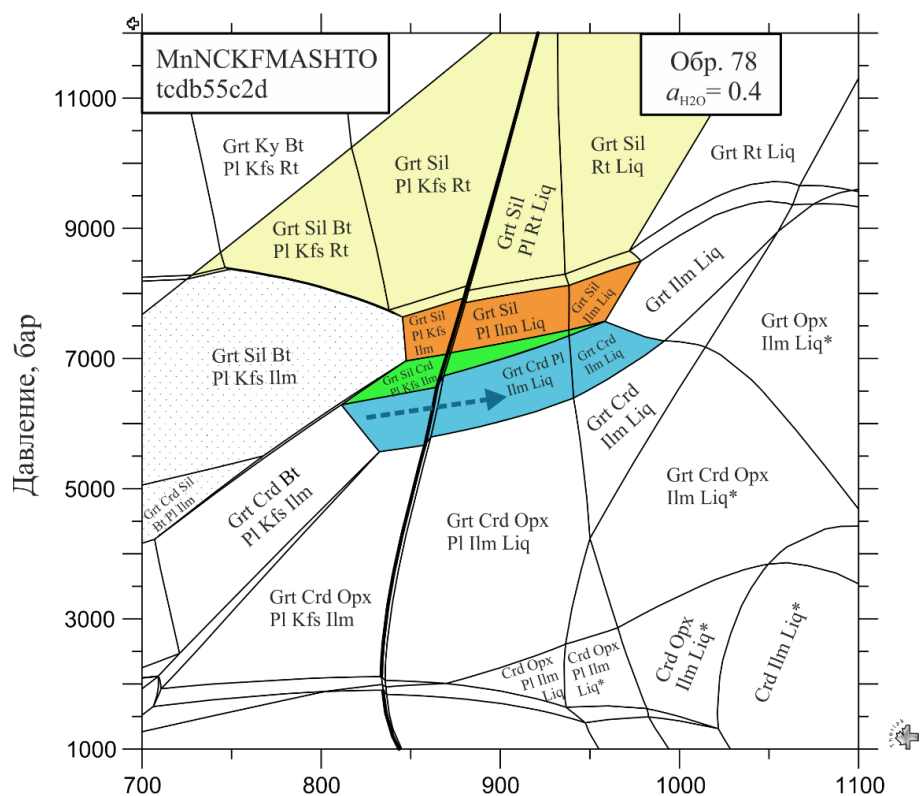


Рисунок 70 – Изохимические фазовые P – T диаграммы для гранат-кордиеритовых гранулитов: Валовые составы пород, использованные для расчетов (мол. %), **обр. 78**: Si 67.73, Ti 0.84, Al 21.50, Fe 10.40, Mn 0.20, Mg 5.90, Ca 1.37, Na 2.57, K 2.92 (исходные данные приведены в приложении В, таблица В.1). Условные обозначения – см. рисунок 68

Наличие включений силлиманита и биотита в гранате из образца 75 позволяет связать ранние стадии образования гранат-кордиеритовых гнейсов с полем устойчивости гранат–силлиманит–биотит–плагиоклаз–ильменитового парагенезиса. Геотермометрия биотитовых включений дает температуру ~ 760 °C для этого фрагмента проградной P – T траектории. При условии относительно высокой активности воды в системе, изобарический нагрев мог стать причиной смены силлиманит-содержащих ассоциаций на кордиерит-содержащие (рисунок 69, *а*, рисунок 70, *а*). Повышение температуры в поле устойчивости кордиерита при давлении 6–6.5 кбар привело к частичному плавлению породы и падению активности воды в системе. После достижения температурного пика метаморфизма имело место изобарическое охлаждение при 5–5.5 кбар (рисунок 69, *б*, рисунок 70, *б*). Это охлаждение вероятно привело к уменьшению содержания Mg в гранате, что обусловило более низкие значения $X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}$ (0.30–0.34), чем рассчитанные для пиковой ассоциации (0.34–0.36). На заключительных стадиях метаморфического процесса вновь стабилизировался силлиманит; с учетом данных моделирования (рисунок 69, *б*, рисунок 70, *б*), его появление можно считать индикатором возрастающего давления.

Образцы 15 и 63 выступают примерами гранат-кордиерит-ортопироксеновых гранулитов. Для обоих образцов построены изохимические фазовые диаграммы в системе MnNCKFMASHTO с изоплетами $X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}$ (0.36–0.40) и $X_{\text{Al}}^{\text{Opx}(M1)}$ (0.18–0.20), дополненные результатами минеральной термобарометрии (рисунок 71, рисунок 72). Как видно на графиках, минеральные изоплеты, отвечающие наблюдаемым составам граната и ортопироксена, пересекаются в поле устойчивости Grt–Crd–Opx–Pl–Kfs–Ilm парагенезиса при 5–6 кбар, 920–970 °C. Эти давления и температуры хорошо согласуются с показаниями Grt–Opx термобарометра [133] (5–6.5 кбар, 910–950 °C) и «Ti-в-кварце» геотермометра [156] (5–6.5 кбар, 880–920 °C). Проградная P – T траектория начинается в поле стабильности силлиманита или силлиманит и биотита при 6–6.5 кбар и ~ 800 °C, на что указывают включения силлиманита и биотита в гранате. Далее она демонстрирует изобарический нагрев в полях устойчивости Grt–Sil–Opx–Pl–Kfs–Ilm и Grt–Crd–Opx–Pl–Kfs–Ilm парагенезисов. В результате нагрева, который происходил при повышенной активности воды, породы вероятно испытали частичное плавление, что стало причиной снижения активности воды в минеральной системе. Ретроградная P – T траектория сводится к охлаждению пород, которое происходит в режиме близком к изобарическому при 5–5.5 кбар с последующим небольшим увеличением давления (до 6 кбар). Благодаря компрессии на поздних стадиях образуется силлиманит [63], который совместно с кварц–биотитовыми симплектиками замещает минералы ранней (пиковой) ассоциации.

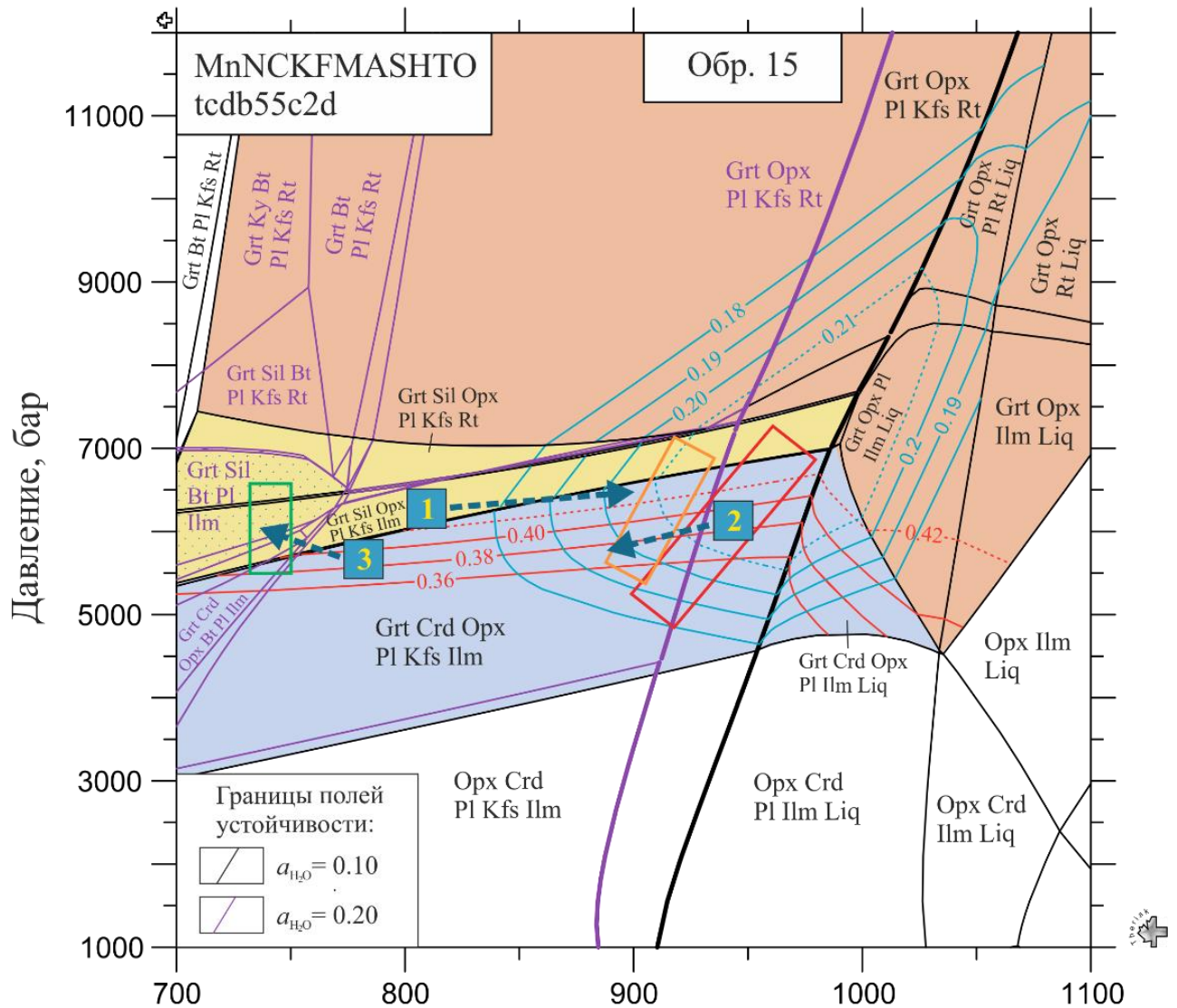


Рисунок 71 – Изохимические фазовые P – T диаграммы, рассчитанные для гранат-ортопироксен-кордиеритовых гранулитов: Валовые составы пород, использованные для расчетов (мол. %), **обр. 15**: Si 75.67, Ti 0.44, Al 15.70, Fe 5.49, Mn 0.05, Mg 5.30, Ca 1.14, Na 5.81, K 2.23 (исходные данные приведены в приложении В, таблица В.1). Все минеральные парагенезисы содержат кварц и магнетит, за исключением тех, которые отмечены звездочкой и не содержат кварца. Liq – расплав. Тонкие черные и фиолетовые линии ограничивают поля устойчивости минеральных парагенезисов для различных значений активности воды. Жирные линии соответствуют солидусу. Красные и синие линии с цифрами обозначают изоплеты $X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}$ и $X_{\text{Al}}^{\text{Opx}(M1)}$. Цветные прямоугольники оконтуривают P – T условия, полученные по данным минеральной термобарометрии. Синими стрелками показаны предполагаемые участки P – T траекторий для проградной (1) и ретроградной (2, ранняя, 3, поздняя) стадий метаморфизма

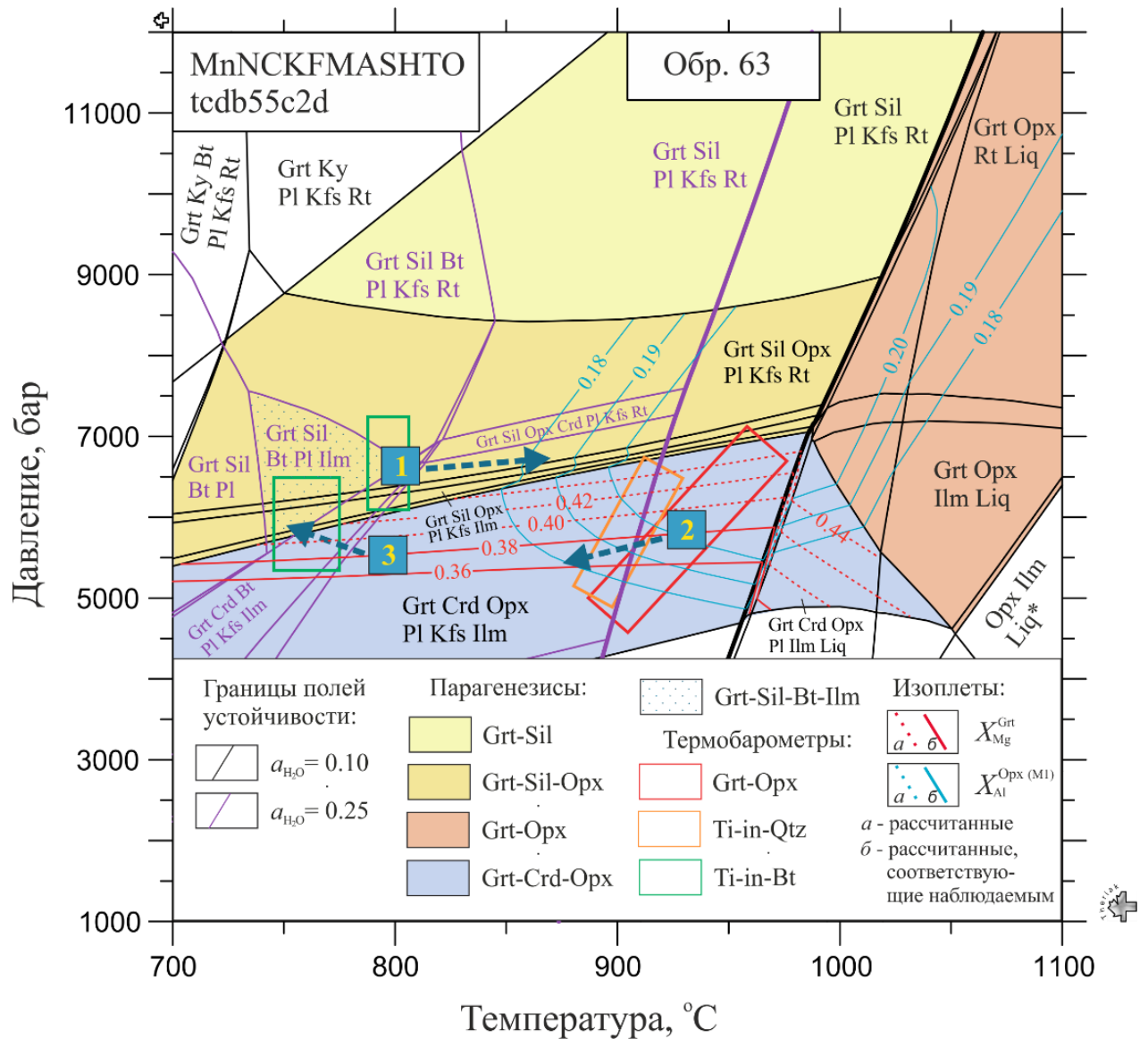


Рисунок 72 – Изохимические фазовые P – T диаграммы, рассчитанные для гранат-ортопироксен-кордиеритовых гранулитов: Валовые составы пород, использованные для расчетов (мол. %), **обр. 63**: Si 74.62, Ti 0.43, Al 18.27, Fe 4.72, Mn 0.06, Mg 4.90, Ca 1.28, Na 4.85, K 4.61 (исходные данные приведены в приложении В, таблица В.1). Условные обозначения – см. рисунок 71

6.6.2 Минеральные свидетельства P – T эволюции метаморфизма

Результаты минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования подтверждают ранее высказанное предположение о возможности формирования гранулитов оазиса Бангера в условиях метаморфизма сверхвысоких (>900 °C) температур. Предшественники пришли к этому выводу, используя метод изохимических диаграмм. Они получили интервальные оценки пиковой температуры метаморфизма, равные: (1) 850–950 °C для гранат-силлиманит±рутиловой ассоциации из гранулитов архипелага Хайджамп [244] и (2) 800–960 °C

для гранат-кордиерит±силлиманитовой ассоциации из гранулитов оазиса Бангера [246]. В первом случае, по данным процитированных авторов, метаморфизм протекал при повышенных давлениях (до 9 кбар, о чем свидетельствует присутствие в породах рутила) и сопровождался постпиковой декомпрессией (до 6 кбар). Во втором случае – при умеренных давлениях (7.1 кбар), которые лишь незначительно уменьшались на ретроградной стадии (до 5.5 кбар).

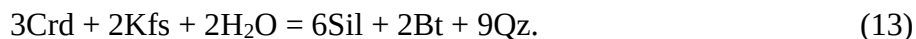
В настоящей работе пиковые температуры метаморфизма были оценены с помощью «Al-в-ортопироксене» термобарометра (910–950 °C), «Ti-в-кварце» геотермометра (940–980 °C), сольвусного полевошпатового геотермометра (900–930 °C) и титаномagnetит-ильменитового термо-оксидометра (>900 °C). Результаты минеральной термобарометрии согласуются с присутствием в изученных гранулитах парагенезиса низкоцинкистой шпинели с кварцем, индикаторного для УНТ метаморфизма. По данным моделирования, этот парагенезис, включающий также гранат, кордиерит, калевый полевой шпат и ильменит (±магнетит), устойчив при 6–7 кбар и 940–1030 °C при условии низкой активности воды и соответствия состава шпинели изоморфной серии герцинит–шпинель. Наблюдаемый состав граната, ассоциирующего со шпинелью в гранулитах, может соответствовать рассчитанным значениям X_{Grt} (0.32 в обр. 2а) для пиковой ассоциации или характеризоваться пониженными значениями магнезиальности (0.32–0.34 в обр. 75 и 78 по сравнению с рассчитанными значениями X_{Grt} 0.34–0.36), что является следствием диффузии феррических компонентов при охлаждении. По данным моделирования, все перечисленные минералы (кроме шпинели), а также силлиманит входят и в предпиковую ассоциацию, сформированную в ходе проградной стадии, примером чего является образец 2а (рисунок 68). Следует заметить, что в отличие от «чистого» герцинита, рассматриваемого в модели, шпинель в изученных породах содержит примеси Zn и Cr, что расширяет поле ее устойчивости в сторону более низких температур [194]. Поэтому можно предположить, что шпинель также входила в состав предпиковой ассоциации. Иными словами, ранняя генерация шпинели (обогащенная Mg и обедненная Zn) могла кристаллизоваться уже на проградной стадии, и именно она образует включения в гранате, силлиманите и кордиерите. В случае гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов P – T траектория проградного метаморфизма проходит через поле устойчивости Grt–Sil–Crd–Kfs–Qz–Sp(I)–Ilm (±Mag) парагенезиса, которое ограничено со стороны более высоких давлений границей поля устойчивости рутила (рисунок 68). Присутствие в гранате включений ильменита, рутила и биотита позволяет заключить, что P – T траектория берет начало при ~7 кбар и 800–850 °C (или более низких температурах) при относительно высокой активности воды в поле устойчивости ильменита или рутила. Последующий нагрев происходил в изобарическом режиме и стал причиной пересечения P – T траекторией линии солидуса и частичного плавления пород. В результате активность воды резко снизилась, и

возникли условия для роста шпинели второй генерации. Она кристаллизовалась в результате прогрессивной реакции (12):



в ходе которой гранат и силлиманит могли быть частично замещены новообразованными кордиеритом и шпинелью. Реакция не завершилась, благодаря чему силлиманит сохранился в составе минеральной ассоциации. В случае гранат-кордиеритовых гнейсов имел место сходный сценарий, за исключением того, что, нагрев происходил в поле устойчивости Grt–Crd–Pl–Qz–Plm–Mag парагенезиса, чему способствовала повышенная активность воды (рисунок 69, рисунок 70). В случае гранат-кордиерит-ортопироксеновых гнейсов проградная P – T траектория берет начало предположительно в поле стабильности силлиманит + ортопироксен или силлиманит + биотит и фиксирует изобарический нагрев в пределах поля устойчивости Grt–Crd–Opx–Pl–Kfs–Qz–Plm–Mag парагенезиса вплоть до достижения пиковой температуры (рисунок 71, рисунок 72).

Ретроградная P – T траектория включает на две фазы: (1) первоначальное изобарическое (5–6 кбар) охлаждение в поле устойчивости кордиерита, которое сменяется (2) охлаждением со слабой (~0.5 кбар) компрессией, в результате которого P – T траектория завершается в поле устойчивости силлиманита. Последний сегмент P – T траектории (рисунки 68–72) обусловлен наличием поздней генерации силлиманита, вместе с биотитом замещающего кордиерит по границам зерен в результате реакции (13):



Это явление (замещение кордиерита силлиманитом) неоднократно описывалось в литературе [81, 97, 132]. Р. Вернон (Vernon, 1989) [248] отмечал присутствие позднего фибролита, замещающего кордиерит, калиевый полевошпат, андалузит и биотит, в мигматизированных гнейсах высоких ступеней метаморфизма; он же обобщил гипотезы происхождения позднего силлиманита в метаморфических породах, предложенные разными исследователями [248] и ссылки в этой работе. Были приведены аргументы в пользу предположения о том, что образование позднего силлиманита контролировалось локальными метасоматическими процессами (воздействием кислых водных растворов, содержащих компонент Al_2SiO_5 , на пороодообразующие минералы). В противоположность этому, в гранулитах Бангера замещение кордиерита силлиманитом скорее обусловлено фазовыми реакциями, протекающими в изохимической системе и связанными с изменениями P – T условий. Свидетельства в пользу этого механизма заключаются в том, что (1) поздний силлиманит замещает только кордиерит и никакие другие минералы, (2) на построенной фазовой диаграмме поле стабильности силлиманита расположено в области более высоких давлений по сравнению с полем устойчивости кордиерита. Кроме того, поздний силлиманит

ассоциирует с биотитом, который замещает все ранее существовавшие минералы. Таким образом, с учетом результатов моделирования и данных «Ti-в-биотите» геотермометрии, появление поздних силлиманита и биотита может быть связано с небольшим увеличением литостатического давления и ростом активности воды на заключительной стадии ретроградного охлаждения.

6.6.3 Поведение редкоземельных элементов в ходе метаморфизма

Дополнительные сведения о поведении минералов в ходе проградской и ретроградной стадий метаморфизма дает распределение редкоземельных элементов между сосуществующими гранатом и ортопироксеном (раздел 4.4). По особенностям микроэлементного состава могут быть выделены две разновидности граната. Первая разновидность наблюдается в обр. 15. Гранат здесь незональный в отношении редкоземельных элементов и наиболее обогащен Y, M-HREE, Hf (таблица 4, рисунок 49). Он сосуществует с ортопироксеном, также обогащенным M-HREE [9, 64]. Значения коэффициентов распределения $D_{\text{HREE}} (\text{Opx/Grt})$ близки к равновесным (0.01–0.03; [144]), что указывает на достижение равновесия в системе гранат–ортопироксен. Вторая разновидность встречена в обр. 63. Гранат этой разновидности также незонален, но, в сравнении с гранатом-1, обеднен Y, M-HREE, Hf (рисунок 49). Он сосуществует с ортопироксеном, обедненным M-HREE. Значения коэффициентов $D_{\text{HREE}} (\text{Opx/Grt})$ здесь заметно выше равновесных. Промежуточной разновидностью выступает гранат из обр. 61 (рисунок 49). Он умеренно обеднен M-HREE в случае незонального зерна и более сильно – в случае зонального зерна, причем содержание редкоземельных элементов уменьшается при переходе от центральной к краевой зоне кристалла (таблица 4). Этот гранат также сосуществует с ортопироксеном, обедненным M-HREE. Выделенные разновидности граната по составу сходны с теми, которые описаны для гранулитов Бангера в работе [246]. Авторы процитированной работы полагают, что различие между зернами граната, обогащенными и обедненными HREE, связано с тем, что первые образовались до того, как в ходе процессов частичного плавления пород и последующего застывания расплава кристаллизовался циркон, тогда как вторые – после кристаллизации циркона, из среды, обедненной HREE. С учетом сказанного, можно предположить, что гранат и ортопироксен в обр. 15 являются относительно ранними и входят в состав предпиковой ассоциации минералов, сформированных в ходе проградской стадии. Это объясняет пониженное содержание алюминия в изученном ортопироксене (X_{Al}^{M1} 0.8-0.11, рисунок 49, обр. 15, точки анализа 4, 5) и, следовательно, пониженную температуру его кристаллизации. Рост ранних Grt и Opx происходил в среде, насыщенной M-HREE и Hf, что привело к равновесному распределению лантаноидов между минералами. По той же логике, гранат и ортопироксен в обр. 61 и 63

являются более поздними и образовались в то время, когда температура метаморфизма достигла максимума, на что указывает повышенное содержание алюминия в Орх (X_{Al}^{M1} 0.11–0.18, рисунок 49, обр. 61, точки анализа 14, 17; обр. 63, точки анализа 6, 7). Их рост происходил в среде недосыщенной M-HREE и Hf (которые вошли в ранее образовавшийся циркон), что препятствовало достижению геохимического равновесия между минералами [64].

6.7 Реконструкция геодинамических обстановок метаморфизма

Существуют разные точки зрения на P – T эволюцию и геодинамический режим формирования гранулитов Бангера. В относительно ранних работах [228] допускалась возможность описания термобарической истории формирования гранулитовой толщи с помощью P – T траектории, закрученной против часовой стрелки. Аргументируя это предположение, авторы обращали внимание на характерные для гранулитов Бангера случаи обрастания шпинели силлиманитом, кордиеритом и гранатом. Отсюда был сделан вывод о росте давления на ретроградной стадии, вызванном утолщением земной коры вследствие тектонической нестабильности утоненной литосферы. Одновременно допускалось, что проградная история гранулитов протекала в условиях растяжения земной коры и декомпрессии [228]. Подобная последовательность тектонических событий характерна для аккреционных орогенов, в которых утолщение исходно утоненной земной коры вкупе с интенсивной магматической деятельностью в областях задугового спрединга являлось причиной P – T траекторий, демонстрирующих изобарическое охлаждение на ретроградной стадии – IBC (near-isobaric cooling) траекторий по С. Харли (Harley, 1989) и др. [88, 100, 101, 135, 170].

Позже эта концепция подверглась критике [244, 246]. С учетом микроструктурных особенностей метапелитовых гнейсов (многочисленных примеров замещения граната кордиеритом), было показано, что после достижения пиковых условий (оазис Бангера: 800–960 °С, 5.5–7.1 кбар; архипелаг Хайджамп: 850–950 °С, 6–9 кбар) метаморфизм протекал в условиях декомпрессии. P – T траектории, построенные методом изохимических диаграмм, оказались закрученными по часовой стрелке. По данным моделирования, в ходе декомпрессии давления снижалось от 8–9 до 5–6 кбар (архипелаг Хайджамп) и от 6.5–7.2 до 4.4–4.8 кбар (оазис Бангера). На ретроградной стадии имело место изобарическое или слабо декомпрессионное охлаждение. По мнению авторов, подобная форма P – T траекторий отражает геодинамический режим растяжения, пришедший на смену режиму сжатия земной коры в ходе аккреции [244, 246].

Главный вывод, который можно сделать из построенных изохимических диаграмм в настоящей работе (рисунок 68–72) состоит в том, что P – T траектории гранулитов Бангера закручены по часовой стрелке и отражают два эпизода метаморфической эволюции: (1) изобарический нагрев и (2) охлаждение пород в условиях близких к изобарическим или, на

завершающих стадиях, в условиях небольшой (0.5–1.0 кбар) компрессии [64, 65]. С учетом полученных предшественниками результатов U-Pb геохронологии циркона и монацита, можно ассоциировать эти эпизоды с двумя поздне-мезопротерозойскими тектоно-термальными событиями. Первое из них имело место в интервале 1220–1180 млн лет, с ним исследователи связывают метаморфизм гранулитовой фации в пределах региона [246]. Второе – в интервале 1200–1150 млн лет, в это время произошло внедрение интрузий габброидов и чарнокитовых гранитов [217, 245]. Оба события соотносятся с 2-м этапом эволюции складчатого пояса Олбани-Фрейзер, юго-западной оконечностью которого считается оазис Бангера [94, 190, 218] (см. раздел 2.1.2.2).

По современным представлениям существуют две главные геодинамические обстановки, благоприятные для гранулитового метаморфизма: коллизионная и субдукционно-аккреционная [83, 88, 100, 101, 135, 170]. Гранулиты, приуроченные к коллизионным орогенам, характеризуются P – T траекториями, закрученными по часовой стрелке и демонстрирующими, в качестве важного эпизода тектоно-термальной эволюции, изотермическую декомпрессию метаморфических комплексов, служащую индикатором процессов аплифта (быстрого подъема тектонических блоков утолщенной земной коры к дневной поверхности). В этой геодинамической обстановке основным источником тепла для метаморфизма служат процессы радиоактивного распада в утолщенной коре [115]. Гранулиты, сформированные в аккреционных орогенах и ассоциированные с зонами субдукции и задуговыми бассейнами, обладают P – T траекториями, закрученными как по часовой стрелке, так и против часовой стрелки, и включающими фрагменты, которые отвечают изобарическому охлаждению метаморфических комплексов в условиях растяжения земной коры. В этой геодинамической обстановке главным источником тепла является андерплейтинг (магматические процессы, протекающие в основании земной коры под воздействием базальтовой магмы и приводящие к наращиванию ее нижних горизонтов) [208, 255]. Выделяют два вида аккреционных орогенов: в первом (terrain accretionary) – доминируют тектонические процессы сжатия (обусловленные присоединением островной дуги к континенту), во втором (extensional accretionary) – процессы растяжения (связанные с формированием областей задугового спрединга) [88, 100, 101]. Второй вид аккреционных орогенов наиболее благоприятен для метаморфизма гранулитовой фации, часто ассоциирующего с проявлениями основного и кислого магматизма. Хотя периоды растяжения доминируют в истории аккреционных орогенов второго вида, они чередуются с короткими эпизодами сжатия, в ходе которых происходит утолщение земной коры [100, 101].

Форма P – T траекторий метаморфизма, построенных для гранулитов Бангера, свидетельствует о формировании метаморфических толщ оазиса в обстановке растяжения нормальной по мощности или утолщенной земной коры [135]. Представляет интерес обсуждение

этого вывода в контексте геологической истории региона. Возникновение складчатого пояса Олбани-Фрейзер исследователи связывают с поздне-мезопротерозойской «сборкой» суперконтинента Родиния [223] (рисунок 73). Первоначально важная роль в становлении орогена отводилась межконтинентальной коллизии, имевшей место в интервале 1300–1100 Ма [191]. В более поздних работах были выделены два этапа его тектонической эволюции, обусловленные двумя компрессионными событиями: (1) коллизией (1345–1260 Ма) и (2) внутриплитной активизацией (1215–1140 Ма) [94]. Сравнительно недавно появилась модель, в рамках которой отмеченные эпизоды геологической истории орогена Олбани-Фрейзер рассматриваются как результат тектонических процессов, протекавших на юго-восточной (активной) окраине австралийского кратона Йилгарн [96, 190, 224]. С первым этапом (1330–1280 Ма) были связаны магматические и метаморфические образования, возникшие в обстановке задугового спрединга (back-arc system) после присоединения островной дуги к континенту. Эти образования прослеживаются главным образом в восточной части складчатого пояса, примером чего служит район островов Уиндмилл в антарктическом сегменте орогена [190]. Второй этап тектоно-термальной активности (1225–1140) также протекал в условиях растяжения земной коры: об этом свидетельствует тесная ассоциация высоко-градиентного метаморфизма с интрузиями чарнокитоидов как отражение высокого теплового потока и частичного плавления нижних горизонтов утоненной коры под воздействием андерплейтинга [190, 222]. Именно с этим этапом наиболее вероятно связаны гранулитовый метаморфизм оазиса Бангера (1220–1180 Ма) [246] и сопутствующее ему внедрение габбро и чарнокитовых гранитов (1200–1150 Ма) [219, 245].

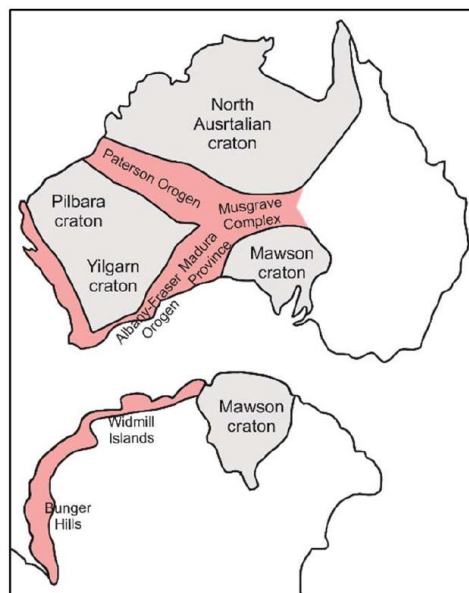


Рисунок 73 – Расположение оазиса Бангера относительно кратона Йилгарн и орогена Олбани-Фрейзер

Дополнительным свидетельством рассматриваемой геодинамической обстановки в пределах оазиса является широкое развитие пластических деформаций (D_1) синхронных с пиковой стадией метаморфизма и проявленных в виде преобладающей сланцеватости и полосчатости в гранулитах и мигматитах (S_1), а также структур будинажа гранитовых жил и прослоев метабазитов, что указывает на условия растяжения [219, 228]. Вероятно, именно со стадией растяжения связана проградная ветвь P – T траектории гранулитов Бангера, демонстрирующая изобарический нагрев пород средних горизонтов земной коры (20–23 км) в условиях высокого теплового потока вплоть до условий УНТ метаморфизма. Смена деформаций растяжения (D_1) деформациями сжатия (D_2 по: [228]; D_2 – D_3 по: [219]) стала причиной складчатости метаморфической толщи; исследователи соотносят эти деформации с постпиковой стадией [228]. Можно предположить поэтому, что ретроградная ветвь P – T траектории (изобарическое охлаждение с возможным ростом давления на поздних стадиях) отражает позднеорогенное событие, приведшее к утолщению земной коры. Подобный сценарий находит подтверждение в рамках модели тектонической эволюции аккреционных орогенов, согласно которой смена периодов растяжения земной коры, доминирующих в геологической истории этих орогенов, кратковременными эпизодами сжатия отвечает за синхронное охлаждение литосферы [101 рис. 4С].

Выводы по главе 6

По данным минеральной термобарометрии (Al-в-ортопироксене) термобарометра, «Ti-в-кварце» геотермометра, сольвусного полевошпатового геотермометра, титаномagnetит-ильменитового термо-оксибарометра) гранулиты оазиса Бангера подверглись УНТ метаморфизму на средних уровнях земной коры (около 20–23 км). Результаты минеральной термобарометрии согласуются с присутствием в изученных породах (метапелитах) парагенезиса низкоцинкистой шпинели с кварцем, индикаторного для УНТ метаморфизма. P – T траектории метаморфизма, построенные методом изохимических диаграмм, демонстрируют изобарический нагрев при 6–7 кбар до ~940–1030 °С, сменяющийся изобарическим (или слабо компрессионным на поздних стадиях) охлаждением при 5–6 кбар до ~750 °С. Проградная ветвь P – T траектории проходит через поля устойчивости $Grt \pm Sil$ – Crd – Ilm и Grt – Crd – Opx – Ilm парагенезисов, как правило ниже фазовой границы смены ильменита рутилом, что служит свидетельством пониженного давления при метаморфизме. Ретроградная ветвь располагается в области стабильности кордиерита. На поздних стадиях этот минерал замещается поздним силлиманитом, что указывает на рост давления. Подобная форма P – T траекторий согласуется с представлениями о формировании гранулитов Бангера в геодинамической обстановке растяжения земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе на основе комплексного минералого-геохимического исследования выявлены главные закономерности эволюции минерального состава метapelитовых гранулитов оазиса Бангера, уточнены условия метаморфизма, построены P – T траектории и дана геодинамическая интерпретация полученных результатов.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Гранулитовый комплекс оазиса Бангера является проявлением метаморфизма сверхвысоких (>900 °C) температур, протекавшего при давлении 6–7 кбар. Минеральными индикаторами УНТ метаморфизма выступают: парагенезис низкоцинкистого герцинита с кварцем в метapelитовых гранулитах; ассоциация граната и высокоглиноземистого ортопироксена; кварц с высоким содержанием примеси титана; мезопертиты и антипертиты, реинтегрированные составы которых отвечают гомогенным K–Na полевому шпату с повышенным содержанием анортитового минала и Ca–Na полевому шпату с повышенным содержанием ортоклазового минала; закономерные срastания ильменита и ульвошпинели, являющиеся продуктами распада высокотемпературного твердого раствора.

2. Еще одним индикатором УНТ метаморфизма служат закономерно ориентированные игловидные включения рутила и герцинита в кварце. Их генезис связан с распадом твердого раствора и высокотемпературной диффузией структурных примесей кварца (Al, Fe, Ti) в направлении зон трансляционного скольжения параллельных $(10\bar{1}0)$, по которым происходили пластические деформации кварца на ретроградной стадии. Появление шпинели в составе микропарагенезиса Al–Fe–Mg–Ti оксидов интерпретируется как результат «сквозной» диффузии атомов Mg вдоль ослабленных зон кристаллической решетки кварца или просачивания флюидов, обогащенных Mg, по микротрещинам, формирующимся в результате гидроразрыва.

3. Термобарическая история гранулитов включает изобарический нагрев при 6–7 кбар до температуры ~ 940 – 1030 °C и последующее изобарическое охлаждение при 5–6 кбар до температуры ~ 750 °C. Проградная ветвь P – T траектории располагается в полях устойчивости $Grt \pm Sil$ – Crd – Ilm и Grt – Crd – Opx – Ilm парагенезисов ниже фазовой границы Ilm – Rt , демонстрируя умеренное давление при метаморфизме. Ретроградная ветвь проходит через область стабильности кордиерита. На поздних стадиях этот минерал частично замещается поздним силлиманитом, что по данным моделирования указывает на рост давления.

4. Эволюция минерального состава гранулитов Бангера отражает двухстадийную тектоническую эволюцию региона. Формирование парагенезисов, отвечающих проградной стадии метаморфизма, происходило в условиях растяжения земной коры на глубинах 20–23 км за счет высокого теплового потока под воздействием андерплейтинга. Формирование

постпиковых ассоциаций – в обстановке сжатия. Подобный сценарий согласуется с моделью тектонической эволюции субдукционно-аккреционных орогенов.

Установленные минералогические закономерности и построенные P – T траектории метаморфизма расширяют существующие представления о тектонической эволюции региона, что в дальнейшем должно быть учтено при составлении региональных схем корреляции, разномасштабных геологических карт и легенд к ним, а также при геодинамических реконструкциях эволюции оазиса Бангера и сопредельных территорий Восточной Антарктиды.

Методический подход, использованный при изучении гранулитов Бангера, может найти применение при изучении аналогичных метаморфических комплексов, а также послужить основой выделения тектонических этапов их эволюции, и, как следствие, минерагенических эпох, продуктивных на полезные ископаемые.

Перспективными направлениями дальнейших исследований метаморфического комплекса оазиса Бангера автор считает датирование минералов и пород с помощью современных методов, изучение архейского метаморфизма и корреляцию полученных данных с результатами исследований метаморфических пород других районов Восточной Антарктиды и сопредельных территорий Австралии и Индии.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

P – T – pressure-temperature;

НСАМ – научный совет по аналитическим методикам;

ппп – потери при прокаливании;

УНТ – ultra high temperature;

CW – clockwise P – T - t path;

CCW – counter-clockwise or anti-clockwise P – T - t path;

Ma – million age;

ITD – isothermal decompression;

IBC – near isobaric cooling;

Spl, Sp – шпинель;

Spr, Sa – сапфирин;

Crd – кордиерит;

Grt – гранат;

Liq – расплав;

Crn – корунд;

Sil – силлиманит;

Bt – биотит;

Ms – мусковит;

Pl – плагиоклаз;

Ort – ортоклаз;

Ab – альбит;

Qz – кварц;

Zrn – циркон;

Mnz – монацит;

Ilm – ильменит;

Rt – рутил;

Lcx – лейкоксен;

Mag – магнетит;

Usp – ульвошпинель;

Ti-Mag – титано-магнетит;

Ghn – ганит;

Kfs – калиевый полевой шпат;

Fsp – полевой шпат;

Hc – герцинит;

An – андезин;

ss – сольвус;

FMQ – фаялит-магнетит-кварцевый окислительно-восстановительный буфер;

NNO – Ni-NiO окислительно-восстановительный буфер;

GASP – гранат- Al_2SiO_5 -плагиоклаз-кварц;

GRIPS – гранат-рутил-ильменит-плагиоклаз-кварц;

GRAIL – гранат- Al_2SiO_5 -ильменит-рутил-кварц;

QUILP – кварц–ульвошпинель-ильменит-ортопироксеновый термо-оксибарометр;

LG88 – калибровочные уравнения по [175];

RCLC – калибровочные уравнения по [196];

HG82 – калибровочные уравнения по [133];

PC85 – калибровочные уравнения по [197];

M88 – калибровочные уравнения по [188];

SL08 – калибровочные уравнения по [213];

AS85 – калибровочные уравнения по [69].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Абдрахманов, И.А.** Физико-химическое моделирование условий формирования мафического гранулитов (оазис Бангера, Восточная Антарктида) // Вестник Геонаук. – 2021. – № 2 (314). – С. 14-18.
2. **Абдрахманов, И.А.** Ассоциация Fe–Mg–Al–Ti–Zn оксидов в гранулитах оазиса Бангера, Восточная Антарктида: свидетельства метаморфизма сверхвысоких температур / **И.А. Абдрахманов**, Ю.Л. Гульбин, И.М. Гембицкая // Записки РМО. – 2021а. – Т. 150. – № 4. – С. 38-76.
3. **Абдрахманов, И.А.** Гранулиты оазиса Бангера, Восточная Антарктида: минеральные парагенезисы и условия метаморфизма / **И.А. Абдрахманов**, Ю.Л. Гульбин, Н.В. Боровков // Материалы VI-ой Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург, ИГГД РАН. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2019а. – С. 13-15.
4. **Абдрахманов, И.А.** Использование метода изохимических диаграмм для моделирования минеральных парагенезисов гранулитов оазиса Бангера, Восточная Антарктида / **И.А. Абдрахманов**, Н.В. Боровков, Ю.Л. Гульбин // X Всероссийская школа молодых ученых "Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия". Черноголовка. Сборник материалов. – 2019б. – С. 27-29.
5. **Абдрахманов, И.А.** Индикаторы УНТ метаморфизма гранулитов оазиса Бангера, Восточная Антарктида / **И.А. Абдрахманов**, Н.В. Боровков // VII Молодежная конференция «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана». Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология. – 2021. – С. 7-8.
6. **Абдрахманов, И.А.** Взаимоотношения рудных минералов в гранулитах оазиса Бангера, Восточная Антарктида / **И.А. Абдрахманов**, Ю.Л. Гульбин, И.М. Гембицкая // Материалы XIII Съезда Российского минералогического общества «Минералогия во всем пространстве сего слова: Проблемы развития минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья» и Федоровской сессии. Том 2. СПб: ЛЕМА. – 2021б. – С. 31-32.
7. **Абдрахманов, И.А.** Эволюция минерального состава гранулитов оазиса Бангера, Восточная Антарктида, как отражение геодинамических обстановок их формирования / **И.А. Абдрахманов**, Ю.Л. Гульбин, И.М. Гембицкая // Труды Карельского научного центра РАН. – 2022. – № 5. – С. 6-9.
8. **Абдрахманов, И.А.** Генезис ориентированных микровключений Al–Fe–Mg–Ti оксидов в кварце из шпинель-содержащих метапелитовых гранулитов оазиса Бангера, Восточная

Антарктида / **И.А. Абдрахманов**, Ю.Л. Гульбин, И.М. Гембицкая, Е.А. Васильев // Материалы Годичного собрания РМО и Федоровской сессии 2023. Санкт-Петербург. – 2023. – С. 4-5.

9. **Абдрахманов, И.А.** Основные результаты исследования гранулитов оазиса Бангера, Восточная Антарктида / **И.А. Абдрахманов**, Ю.Л. Гульбин // Сборник материалов V Международной научно-практической конференции. Республика Беларусь. – Минск: ИВЦ Минфина. – 2024. – С. 13-15.

10. Аплонов, В.С. Особенности химического состава минералов группы шпинели Талнахского месторождения медно-никелевых руд (северо-запад Сибирской платформы) / В.С. Аплонов, А.А. Золотарёв // Записки РМО. – 2017. – Т. 146. – № 3. – С. 51-69.

11. Афанасьева, М.А. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метосамотических горных пород: учебник / М.А. Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатилов, И.И. Вишневская, В.Н. Гаврилов, С.П. Гаврилова, М.Н. Гурова, В.И. Коваленко, Н.Н. Кононкова, Л.Н. Липчанская, В.Б. Наумов, В.С. Попов, В.И. Чернов, Е.В. Шарков, Б.П. Юргенсон, В.В. Ярмолук // Москва: Логос. – 2001. – 768 с. : ISBN:5-94010-084-8.

12. Божко, Н.А. Гранулитогнейсовые пояса: геодинамический аспект // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. – 2018. – № 4. – С. 13-22.

13. Булах, А.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов / А.Г. Булах, А.А. Золотарев, В.Г. Кривовичев // Санкт-Петербург, Издательство Санкт-Петербургского государственного университета. – 2014. – 133, с. ISBN 978-5-288-05483-9.

14. Бушмин, С.А. Схема минеральных фаций метаморфических пород / С.А. Бушмин, В.А. Глебовицкий // Записки РМО. – 2008. – Т. 138. – № 2. – С. 1-13.

15. Виноградов, Л.А. Гранулитовый пояс Кольского полуострова / Л.А. Виноградов, М.Н. Богданова, М.М. Ефимов // Л.: Наука. – 1980. – 208 с.

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

17. Гонжуров, Н.А. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей в составе 62 РАЭ. Книга 2. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей в составе 62 РАЭ, континентальные работы. АО «ПМГРЭ». Ломоносов. – 2018. – 167 с. – Архив АО «ПМГРЭ».

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

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

20. Грикуров, Г.Э. Объяснительная записка к тектонической карте Антарктиды масштаба 1: 100000000 // Л. НИИГА. – 1980. – 84 с.
21. Гульбин, Ю.Л. Моделирование минеральных парагенезисов и термобарометрия метавулканических пород серии Рукер, южные горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида / Ю.Л. Гульбин, Е.В. Михальский // Записки РМО. 2019. Т. 148. № 5. С. 24-44.
22. Гульбин, Ю.Л. Ориентированные микровключения оксидов системы Al–Fe–Mg–Ti в кварце из метапелитовых гранулитов оазиса Бангера, Восточная Антарктида / Ю.Л. Гульбин, **И.А. Абдрахманов**, И.М. Гембицкая, Е.А. Васильев // Записки Российского Минералогического Общества. – 2022. – Т. 151. – № 4. С. 1-17.
23. Дир, У.А. Породообразующие минералы. / У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман // Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. М.: Мир. – 1965. – 370 с.
24. Добрецов, Н.Л. Фации метаморфизма / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев, Н.В. Соболев, В.В. Хлестов // М.: Недра. – 1969. – 432 с.
25. Другова, Г. М. Гранулитовая фация метаморфизма / Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий, Л.П. Никитина, Л.А. Прияткина, Л.В. Климов // Л.: Наука. – 1971. – 256 с.
26. Егоров, М.С. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и её окраинных морей в составе 63 РАЭ. Книга 2. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и её окраинных морей в составе 63 РАЭ, континентальные работы. // АО «ПМГРЭ». Ломоносов. – 2019. – 205 с. – Архив АО «ПМГРЭ».
27. Егоров, М.С. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и её окраинных морей в составе 64 РАЭ. Книга 2. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и её окраинных морей в составе 64 РАЭ, континентальные работы. АО «ПМГРЭ». Ломоносов. – 2020. – 204 с. – Архив АО «ПМГРЭ».
28. Егоров, М.С. Выполнение геолого-геофизических полевых и камеральных работ в составе 66 РАЭ. Книга 2. АО «ПМГРЭ». Ломоносов. – 2022. – 219 с. – Архив АО «ПМГРЭ»
29. Ефремова, С.В. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие / С.В. Ефремова, К.Г. Стафеев // М.: Недра. – 1985. – 511 с.
30. Иванов, В.Л. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды / В.Л. Иванов, Е.Н. Каменев // Изд. Недра. Москва. – 1990. – 232 с.
31. Каменев, Е.Н. Геология Земли Эндерби // “Антарктика”. Доклады комиссии. Вып. 14. М.: Наука. – 1975. – С. 34-58.
32. Каменев, Е.Н. Карта метаморфических фаций Антарктиды 1:5000000 / Ред. Е.Н. Каменев, М.Г. Равич // Л.: Изд. НИИГА. – 1979. – 41 с.

33. Каменев, Е.Н. Объяснительная записка к карте метаморфических фаций Антарктиды масштаба 1:5000000 // Л.: Изд. НИИГА. – 1979. – 41 с.
34. Каменев, Е.Н. Тектонические провинции Восточной Антарктиды / Е.Н. Каменев, В.С. Семенов // 60 лет в Арктике, Антарктике и в Мировом океане. СПб.: Изд. ВНИИОкеангеология. – 2008. – С. 241-252.
35. Каменев, Е.Н. Структура и метаморфизм Антарктического щита / Е.Н. Каменев, В.А. Маслов, В.С. Семенов, Р.Г. Куринин, В.М. Михайлов, Н.Л. Алексеев, И.А. Каменев, С.В. Семенов // Геотектоника. – 2013. – № 2. – С. 58-75.
36. Киселёв, А.В. Выполнение геолого-геофизических полевых и камеральных работ в составе 65 РАЭ. Книга 2. АО «ПМГРЭ». Ломоносов. – 2021. – 169 с. – Архив АО «ПМГРЭ».
37. Кориковский, С.П. Фации метаморфизма метапелитов // Москва: Наука. – 1979. – 264 с.
38. Лейченко, Г.Л. Отчет по объекту «Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей в составе 66 РАЭ». Книга 2. // ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Санкт-Петербург. – 2022. – 243 с. – Архив ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Инв. №7147.
39. Лиханов, И.И. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме / И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, А.Е. Вершинин // Геохимия. – 2008. – Т. 46. – № 1. – С. 20-41.
40. Михальский, Е.В. Протерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. – 2007. – Т. 213. – 131 с.
41. Михальский, Е.В. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое // Геотектоника. – 2008. – № 6. – С. 3-24.
42. Михальский, Е.В. Вещественный состав, U–Th–Pb возраст и геодинамический режим формирования метавулканической серии Филла (острова Рёуер, Восточная Антарктида) / Е.В. Михальский, Н.Л. Алексеев, И.А. Каменев, А.Н. Ларионов, М.А. Гоголев, С.А. Светов, Е.Л. Кунакузин // Геотектоника. – 2020. – № 3. – С. 3-38.
43. Наседкин, В.В. Геология, минералогия и генезис палыгорскитовых глин Борщевского месторождения Калужской области и перспективы их технологического использования / В.В. Наседкин, А.Л. Васильев, Н.М. Боева, П.Е. Белоусов // Геол. рудных месторожд. – 2014. – Т. 56. – № 3. – С. 237-258.

44. Ножкин, А.Д. Геохимия гранулитов Канского и Шарыжалгайского комплексов / А.Д. Ножкин, О.М. Туркина // РАН, Сиб. отд-ние; Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск. – 1993. – 219 с.
45. Подлесский, К.К. Устойчивость сапфиринсодержащих ассоциаций в системе $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ и P – T условия метаморфизма высокоглиноземистых гранулитов // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 4. – С. 369-386.
46. Подлесский, К.К. “Сверхвысокотемпературный” метаморфизм и TITANIQ: несколько примеров из Восточной Сибири / К.К. Подлесский, И.Г. Грибоедова, Е.Б. Курдюков // Петрология. – 2017. – Т. 25. – № 5. – С. 523-532.
47. Предовский, А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия // Ленинград: Наука. – 1980. – 152 с.
48. Равич, М.Г. Новые данные о геологическом строении оазиса Бангера в Восточной Антарктиде / М.Г. Равич, Д.С. Соловьев // Доклады АН СССР. – 1957. – Т. 115. – С. 1157-1180.
49. Равич, М. Г. Докембрий Восточной Антарктиды / М. Г. Равич, Л. В. Климов, Д.С. Соловьев // М., Недра. – 1965. – 470 с.
50. Равич, М.Г. Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод / М.Г. Равич, Д.С. Соловьев // Л.: Недра. – 1966. – 290 с.
51. Равич, М.Г. Кристаллический фундамент Антарктической платформы / М.Г. Равич, Е.Н. Каменев // Гидрометеиздат. Ленинград. – 1972. – 658 с.
52. Равич, М.Г. Геологическая карта Антарктиды масштаба 1:5000000 / М.Г. Равич, Г.Э. Грикуров // Ленинград. – 1976.
53. Равич, М.Г. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида) / М.Г. Равич, Д.С. Соловьев, Л.В. Федоров // Л.: Гидрометеиздат. – 1978. – С. 171-229.
54. Ревердатто, В.В. Природа и модели метаморфизма / В.В. Ревердатто, И.И. Лиханов, О.П. Полянский, В.С. Шеплев, В.Ю. Колобов // Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 2017. – 331 с. : ISBN:978-5-7692-1528-5
55. Родыгин, А.И. Микроструктурный анализ кварца // Томск: Из-во Томского университета. – 1994. – 217 с.
56. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2021613641 Российская Федерация. Программа по определению давления формирования породы, по заданному химическому составу минералов, на основе гранат-шпинелевого барометра. Заявка № 2021611974: заявл. 19.02.2021: опубл. 11.03.2021 / **И.А. Абдрахманов**, И.И. Белоглазов; заявитель / правообладатель федеральное государственное бюджетное образовательное

учреждение высшего образования «Санкт-Петербургский горный университет». – 9 с. ил. – Текст: непосредственный.

57. Семенов, В.С. Метаморфические события в кристаллических комплексах Восточной Антарктиды в верховьях ледника Ламберта (южные горы ПринсЧарльз и уступ Моусона) / В.С. Семенов, Е.Н. Каменев, В.М. Михайлов, И.А. Каменев, С.В. Семенов // Записки РМО. – 2008. – № 6. – С. 1-26.

58. Семенов, В.С. Позднеархейско-раннепротерозойские метаморфические комплексы хр. Шеклтон и г. Принс-Чарльз (Антарктида) / В.С. Семенов, И.А. Соловьев // Геотектоника. – 1986. – № 6. – С. 18-34.

59. Соболев, А.В. Мантийные перцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена / А.В. Соболев, В.Г. Батанова // Петрология. – 1995. – Т. 3. – № 5. – С. 487-495.

60. Соболев, Э.В. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби) / Э.В. Соболев, Е.Н. Каменев, А.А. Комаристый, В.А. Рудник // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1974. – № 11. – С. 30-50.

61. Шалимов, А.И. История геологического изучения Антарктики // Труды НИИГА. – 1957. – Т. 95. – С. 5-79.

62. **Abdrakhmanov, I.A.** P-T Evolution of Metapelitic Granulites from the Bunger Hills, East Antarctica: constraints from mineral thermobarometry and isochemical phase diagram modeling / **I.A. Abdrakhmanov**, N.V. Borovkov, Yu.L. Gulbin, E.V. Mikhalsky // XIII International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Incheon, Republic of Korea. – 2019. – P. 43.

63. **Abdrakhmanov, I.A.** Granulite from the Bunger Hills, Eastern Antarctica: Mineral parageneses and terms of metamorphism / **I.A. Abdrakhmanov**, Yu.L. Gulbin // Advances in Raw Material Industries for Sustainable Development Goals. – 2021. – P. 70-77.

64. **Abdrakhmanov, I.A.** Mineralogical Constraints on the Pressure–Temperature Evolution of Granulites in the Bunger Hills, East Antarctica / **I.A. Abdrakhmanov**, Yu.L. Gulbin, S.G. Skublov, O.L. Galankina // Minerals. – 2024. – V. 14. – № 5. – P. 1-29.

65. **Abdrakhmanov, I.A.** Mineralogical Constraints on the P–T Evolution of Granulites in the Bunger Hills, East Antarctica / **I.A. Abdrakhmanov**, Yu.L. Gulbin // XI Open Science Conference. Abstract book. SCAR. – 2024. – P. 44.

66. **Abdrakhmanov, I.A.** Fe-Mg-Al-Ti-Zn oxide assemblage in granulites of the Bunger Hills, East Antarctica: Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism / **I.A. Abdrakhmanov**, Yu.L. Gulbin, I.M. Gembitskaya // Geology of Ore Deposits. – 2022. – V. 64. – P. 519-549.

67. Adachi, T. Titanium behavior in quartz during retrograde hydration: Occurrence of rutile exsolution and implications for metamorphic processes in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica

/ T. Adachi, T. Hokada, Y. Osanai, T. Toyoshima, S. Baba, N. Nakano // *Polar Science*. – 2010. – V. 3. – P. 222-234.

68. Ague, J.J. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*. – 1991. – V. 19. – P. 855-858.

69. Andersen, D.J. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer / D.J. Andersen, D.H. Lindsley // *Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union*. – 1985. – V. 66 (18). – P. 416.

70. Andersen, D. J. QUILF: A Pascal program to assess equilibria among Fe–Mg–Mn–Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz / D.J. Andersen, D.H. Lindsley, P.M. Davidson // *Computers & Geosciences*. – 1993. – V. 19. – P. 1333–1350.

71. Aranovich, L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications / L.Y. Aranovich, R.G. Berman // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – V. 126. – N. 1. – P. 25-37.

72. Arndt, N.T. U-Pb zircon age and Nd isotopic composition of granitoids, charnockites and supracrustal rocks from Heimefrontfjella, Antarctica / N.T. Arndt, W. Todt, C. Chauvel, M. Tapfer, K. Weber // *Geologische Rundschau*. – 1991. – V. 80 (3). – P.759-777.

73. Asami, M. Metamorphic evolution of the Sor Rondane mountains, East Antarctica / M. Asami, Y. Osanai, K. Shiraishi, H. Makimoto // *Recent progress in Antarctic earth science*. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company. – 1992. – P. 7-15.

74. Baldwin, J.A. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis–Itaçu Complex, central Brazil / J.A. Baldwin, R. Powell, M. Brown, R. Moraes, R.A. Fuck // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2005. – V. 23 (7). – P. 511-531.

75. Barbosa, J. Hercynite–quartz-bearing granulites from Brejões Dome area, Jequié Block, Bahia, Brazil: influence of charnockite intrusion on granulite facies metamorphism/ J. Barbosa, C. Nicollet, C. Leite, J.R. Kienast, R.A. Fuck, E.P. Macedo // *Lithos*. – 2006. – V. 92 (3–4). – P. 537-556.

76. Bhandari, A. 1.6 Ga ultrahigh-temperature granulite metamorphism in the Central Indian Tectonic Zone: Insights from metamorphic reaction history, geothermobarometry and monazite chemical ages / A. Bhandari, N.C. Pant, S.K. Bhowmick, S. Goswami // *Geological Journal*. – 2011. – V. 46. – P. 198-216.

77. Bhattacharya, A. Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites / A. Bhattacharya, A.C. Mazumdar, S.K. Sen // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – P. 338-344.

78. Black, L.P. Archaean events in Antarctica. Recent progress in Antarctic earth science / L.P. Black, J.W. Sheraton, P.D. Kinny // *Recent progress in Antarctic earth science*. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company. – 1992. – P. 1-6.

79. Boger, S.D. Neoproterozoic deformation in the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica; evidence for a single protracted orogenic event / S.D. Boger, C.J. Carson, C.J.L. Wilson, C.M. Fanning // *Precambrian Research*. – 2000. – V. 104. – P. 1-24.
80. Boger, S.D. Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton: the final suture between east and west Gondwana? / S.D. Boger, C.J.L. Wilson, C.M. Fanning // *Geology*. – 2001. – V. 29. – P. 463-466.
81. Boger, S.D. The metamorphic evolution of metapelitic granulites from Radok Lake, northern Prince Charles Mountains, east Antarctica; evidence for an anticlockwise P–T path / S.D. Boger, R.W. White // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2003. – V. 21. – P. 285-298.
82. Boger, S.D. Antarctica – before and after Gondwana // *Gondwana Research*. – 2011. – V. 19. – P. 335-371.
83. Bohlen, S.R. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites // *The Journal of Geology*. – 1987. – V. 95 (5). – P. 617-632.
84. Bohlen, S.R. On the formation of granulites // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1991. – V. 9. – P. 223-229.
85. Bosi, F. Crystal chemistry of the magnetite-ulvöspinel series / F. Bosi, U. Hålenius, H. Skogby // *American Mineralogist*. – 2009. – V. 94. – P. 181-189.
86. Bowles, J.F.W. Rock-forming minerals. Non-silicates: oxides, hydroxides and sulphides / J.F.W. Bowles, R.A. Howie, D.J. Vaughan, J. Zussman // *The Geological Society*. – 2011. – V. 5A. – 920 p.
87. Brandt, S. Ultrahigh-temperature metamorphism and multistage evolution of garnet–orthopyroxene granulites from the Proterozoic Epupa Complex, NW Namibia / S. Brandt, R. Klemd, M. Okrusch, // *Journal of Petrology*. – 2003. – V. 44 (6). – P. 1121-1144.
88. Brown, M. Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change // *International Geology Review*. – 2007. – V. 49 (3). – P. 193-234.
89. Buddington, A.F. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents/ A.F. Buddington, D.H. Lindsley // *Journal of Petrology*. – 1964. – V. 5. – P. 310-357.
90. Caporuscio, F.A. Occurrence of sapphirine plus quartz at Peekskill, New York / F.A. Caporuscio, S.A. Morse // *American Journal of Science*. – 1978. – V. 278. – P. 1334-1342.
91. Carmichael, D.M. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1969. – V. 20. – P. 244-267.
92. Carswell, D.A. Thermobarometry and Geotectonic Significance of High-Pressure Granulites: Examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria / D.A. Carswell, P.J. O'Brien // *Journal of Petrology*. – 1993. – V. 34. – N. 3. – P. 427-459.

93. Cherniak, D.J. Ti diffusion in quartz / D.J. Cherniak, E.B. Watson, D.A. Wark // *Chemical Geology*. – 2007. – V. – 236. – P. 65-74.
94. Clark, D.J. Geochronological constraints for a two-stage history of the Albany–Fraser orogen, Western Australia / D.J. Clark, B.J. Hensen, P.D. Kinny // *Precambrian Research*. – 2000. – V. 102. – P. 155-183.
95. Clark, C. How does the continental crust get really hot? / C. Clark, I.C.W. Fitzsimons, D. Healy, S.L. Harley // *Elements*. – 2011. – V. 7. – P. 235-240.
96. Clark, C. Proterozoic granulite formation driven by mafic magmatism: An example from the Fraser Range Metamorphics, Western Australia / C. Clark, C.L. Kirkland, C.V. Spaggiari, C. Oorschot, M.T.D. Wingate, R.J. Taylor // *Precambrian Research*. – 2014. – V. 240. – P. 1-21.
97. Clarke, G.L. Low-pressure granulite facies metapelitic assemblages and corona textures from MacRobertson Land, east Antarctica: the importance of Fe₂O₃ and TiO₂ in accounting for spinelbearing assemblages / G.L. Clarke, R. Powell, M. Guiraud // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1989. – V. 7. – P. 323-335.
98. Clarke, G.L. Decompressional coronas and symplectites in granulites of the Musgrave Complex, central Australia / G.L. Clarke, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1991. – V. 9. – P. 441-450.
99. Clemens, J.D. Partial melting and granulite genesis: a partisan overview // *Precambrian Research*. – 1992. – V. 55. – P. 297-301.
100. Collins, W.J. Nature of extensional accretionary orogens // *Tectonics*. – 2002a. – V. 21(4). – P. 1024.
101. Collins, W.J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // *Geology*. – 2002b. – V. 30. – P. 535-538.
102. Condie, K.C. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust; Contrasting Results from Surface Samples and Shales // *Chemical Geology*. – 1993. – V. 104. – P. 1-37.
103. Connolly, J.A.D. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // *American Journal of Science*. – 1990. – V. 290. – P. 666-718.
104. Coutinho J. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks / J. Coutinho, H. Kräutner, F. Sassi, R. Schmid, S. Sen // Web version 01.02.07
105. Craddock, C. Geologic map of Antarctica // *Geologic maps of Antarctica*. Antarctic Map Folio Series. Folio 12. Plate XX. – 1970.
106. Daczko, N.R. A cryptic Gondwana-forming orogen located in Antarctica / N.R. Daczko, J.A. Halpin, I.C.W. Fitzsimons, J.M. Whittaker // *Scientific Reports*. – 2018. – V. 8. – P. 1-9.
107. Dasgupta, S. Reaction textures in a suite of spinel granulites from the Eastern Ghats Belt, India: evidence for polymetamorphism, a partial petrogenetic grid in the system KFMASH and the roles

of ZnO and Fe₂O₃ / S. Dasgupta, P. Sengupta, J. Ehl, M. Raith, S. Bardhan // *Journal of Petrology*. – 1995. – V. 36 (2). – P. 435-461.

108. de Capitani, C. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software / C. de Capitani, K. Petrakakis // *American Mineralogist*. – 2010. – V. 95. – P. 1006-1016.

109. Dennen, W.H. Aluminum in quartz as a geothermometer / W.H. Dennen, W.H. Blackburn, A. Quesada // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1970. – V. 27. – P. 332-342.

110. Dharma Rao, C.V. Sapphirine granulites from Panasapattu, Eastern Ghats belt, India: Ultrahigh-temperature metamorphism in a Proterozoic convergent plate margin / C.V. Dharma Rao, M. Santosh, R.M. Chmielowski // *Geoscience Frontiers*. – 2012. – V. 3. – P. 9-31.

111. Ding, P. Structural evolution of the Bunger Hills Area of East Antarctica / P. Ding, P.R. James // *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge Univ. Press. Cambridge. – 1991. – P. 13-17.

112. Duchesne, J.C. Microtextures of Fe–Ti oxide minerals in the South-Rogaland anorthositic complex (Norway) // *Annales de la Societe Geologique de Belgique*. – 1970. – V. 93. – P. 527-544.

113. Elkins, L.T. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models / L.T. Elkins, T.L. Grove // *American Mineralogist*. – 1990. – V. 75. – P. 544-559.

114. Ellis, D.J. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica – mineral assemblages and reactions / D.J. Ellis, J.W. Sheraton, R.N. England, W.B. Dallwitz // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1980. – V. 72. – P. 353-367.

115. England, P.C. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust / P.C. England, A.B. Thompson // *Journal of Petrology*. – 1984. – V. 25. – P. 894-928.

116. Ewing, T.A. The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy) / T.A. Ewing, J. Hermann, D. Rubatto // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2013. – V. 165. – P. 757-779.

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

118. Fuhrman, M.L. Ternary-feldspar modeling and thermometry / M.L. Fuhrman, D.H. Lindsley // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – P. 201-215.

119. Ghiorso, M.S. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas / M.S. Ghiorso, R.O. Sack // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1991. – V. 108. – P. 485-510.

120. Ghiorso, M.S. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer / M.S. Ghiorso, B.W. Evans // *American Journal of Science*. – 2008. – V. 308. – P. 957-1039.
121. Götze, J. Trace element incorporation into quartz: a combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis and gas chromatography / J. Götze, M. Plötze, T. Graupner, D.K. Hallbauer, C. Bray // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2004. – V. 68. – P. 3741-3759.
122. Götze, J. Chemistry, textures and physical properties of quartz geological interpretation and technical application // *Mineralogical Magazine*. – 2009. – V. 73. – P. 645-671.
123. Götze, J. Mineralogy and mineral chemistry of quartz: A review / J. Götze, Yu. Pan, A. Müller // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – V. 85. – P. 639-664.
124. Grew, E.S. Sapphirine, kornorupine and sillimanite+orthopyroxene in the charnockitic region of South India // *Journal of the Geological Society of India*. – 1982. – V. 23. – P. 469-505.
125. Grew, E.S. Iron in kornorupine: A ^{57}Fe Mössbauer spectroscopic study and comparison with single-crystal structure refinement / E.S. Grew, G.J. Redhammer, G. Amthauer, M.A. Cooper, F.C. Hawthorne, K. Schmetzer // *American Mineralogist*. – 1999. – V. 84. – N. 4. – P. 536-549.
126. Grikurov, G.E. Tectonic map of the Antarctic of scale 1:10 000 000 / G.E. Grikurov, G.L. Leychenkov // Paris: CCGM-CGMW. – 2012.
127. Grikurov, G.E. Tectonics of the Antarctic / G.E. Grikurov, G.L. Leychenkov // *La cartographie de la terre et ses oceans. Géologues*. – 2019. – V. 201. – P. 1-6.
128. Groenewald, P.B. East Antarctic crustal evolution: geological constraints and modelling in western Dronning Maud Land / P.B. Groenewald, A.B. Moyes, G.H. Grantham, J.R. Krynauw // *Precambrian Research*. – 1995. – V. 75. – P. 231-250.
129. Gulbin, Yu.L. Oriented micro-inclusions of Al-Fe-Mg-Ti oxides in quartz from metapelitic granulites of the Bunger Hills, East Antarctica / Yu.L. Gulbin, **I.A. Abdrakhmanov**, I.M. Gembitskaya, E.A. Vasiliev // *Geology of Ore Deposits*. – 2023. – V. 65. – P. 656-668.
130. Guo, T. Zn-rich spinel in association with quartz in the Al-rich metapelites from the Mashan Khondalite Series, NE China / T. Guo, A. Takasu, Y. Liu, W. Li // *Journal of Earth Science*. – 2014. – V. 25. – P. 207-223.
131. Haggerty, S.E. Oxide minerals of the upper mantle / In: *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Editor: D. H. Lindsley // *Mineralogical Society of America*. – 1991. – V. 25. – P. 355-416.
132. Halpin, J.A. The Proterozoic P-T-t evolution of the Kemp Land Coast, East Antarctica; Constraints from Si-saturated and Si-undersaturated metapelites / J.A. Halpin, R.W. White, G.K. Clarke, D.E. Kelsey // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 48. – P. 1321-1349.

133. Harley, S.L. Garnet–orthopyroxene barometry for granulites and peridotites / S.L. Harley, D.H. Green // *Nature*. – 1982. – V. 300. – P. 697-701.
134. Harley, S.L. Garnet–orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land, Antarctica: metamorphic pressure–temperature–time evolution of the Archaean Napier Complex // *Journal of Petrology*. – 1985. – V. 26. – P. 819-856.
135. Harley, S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // *Geological Magazine*. – 1989. – V. 126. – P. 215-247.
136. Harley, S.I. Two-stage decompression in orthopyroxene- sillimanite granulites from Forefinger Point, Enderby Land, Antarctica: implications for the evolution of the Archaean Napier Complex / S.I. Harley, B.J. Hensen, J.W. Sheraton // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1990. – V. 8. – P. 591-613.
137. Harley, S.L. Sapphirine granulites from the Vestfold Hills, East Antarctica: geochemical and metamorphic evolution // *Antarctic Science*. – 1993. – V. 5. – P. 389-402.
138. Harley, S.L. A revised Archaean chronology for the Napier Complex, Enderby Land, from SHRIMP ion-microprobe studies / S.L. Harley, L.P. Black // *Antarctic Science*. – 1997. – V. 9 (1). – P. 74-91.
139. Harley, S.L. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050 degrees C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg₇₀)-orthopyroxene–sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1998. – V. 16. – P. 541-562.
140. Harley, S.L. The Geology of Antarctica // In: *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*. Geology. – 2000. – V. 4. – 45 p.
141. Harley, S.L. Archaean–Cambrian crustal development of East Antarctica: metamorphic characteristics and tectonic implications // *Proterozoic Crustal Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. Geological Society. London. Special Publications. – 2003. – V. 206. – P. 203-230.
142. Harley, S.L. Extending our understanding of ultrahigh temperature crustal metamorphism // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2004. – V. 99. – P. 140-158.
143. Harley, S.L. Ancient Antarctica: The Archaean of the East Antarctic Shield. Earth's Oldest Rocks / S.L. Harley, N.M. Kelly // *Developments in Precambrian Geology*. – 2007a. – V. 15. – P. 149-186.
144. Harley, S.L. The impact of zircon-garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U-Pb ages in complex high-grade terrains: an example from the Rauer Islands, East Antarctica / S.L. Harley, N.M. Kelly // *Chemical Geology*. – 2007b. – V. 241. – P. 62-87.
145. Harley, S.L. Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2008. – V. 26. – P. 125-154.

146. Harley, S.L. Antarctica and supercontinent evolution: historical perspectives, recent advances and unresolved issues / S.L. Harley, I.C.W. Fitzsimons, Yu. Zhao // Geological Society. London. Special Publications. – 2013. – V. 283. – P. 1-34.
147. Harley, S.L. A matter of time: the importance of the duration of UHT metamorphism // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. – 2016. – V. 111. – P. 50-72.
148. Hejny, C. Crystal chemistry of the polysome ferrohögbohmite-2N2S, a long-known but newly defined mineral species / C. Hejny, E. Gnos, B. Grobety, T. Armbruster // European Journal of Mineralogy – 2002. – V. 14. – P. 957-967.
149. Hensen, B.J. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited: the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system Mg–Fe–Al–Si–O // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1986. – V. 92. – P. 362-367.
150. Hensen, B.J. Graphical analysis of P-T-X relations in granulite facies metapelite / B.J. Hensen, S.L. Harley // In High-temperature metamorphism and crustal anatexis, Ashworth J.R., Brown M., Eds.; Unwin Hyman. London. – 1990. – P. 19-56.
151. Henry, D.J. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism set / D.J. Henry, C.V. Guidotti, J.A. Thomson // American Mineralogist. – 2005. – V. 90. – P. 316-328.
152. Hokada, T. Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: evidence of crustal metamorphism attaining similar to 1100 degrees C in the Archean Napier Complex, East Antarctica // American Mineralogist. – 2001. – V. 86. – P. 932-938.
153. Holdaway, M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. – 2001. – V. 86. – P. 1117-1129.
154. Holland, T.J.B. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest / T.J.B. Holland, R. Powell // Journal of Metamorphic Geology. – 1998. – V. 16. – P. 309-343.
155. Holness, M.B. Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation / M.B. Holness, B. Cesare, E.W. Sawyer // Elements. – 2011. – V. 7. – P. 247-252.
156. Huang, R. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: a critical examination and re-calibration / R. Huang, A. Audetat // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2012. – V. 84. – P. 75-89.
157. Ishii, S. Ultrahigh-temperature metamorphism in the Achankovil Zone: implications for the correlation of crustal blocks in southern India / S. Ishii, T. Tsunogae, M. Santosh // Gondwana Research. – 2006. – V. 10. – P. 99-114.
158. Jacobs, J. Accretion and indentation tectonics at the southern margin of the Kaapvaal Craton during the Kibaran (Grenville) Orogeny / J. Jacobs, R.J. Thomas, K. Weber // Geology. – 1993. – V. 21. – P. 203-206.

159. Jacobs, J. Lithology and structure of the Grenville-aged (1.1 Ga) basement of Heimefrontfjella (East Antarctica) / J. Jacobs, W. Bauer, G. Spaeth, R.J. Thomas, K. Weber // *Geologische Rundschau*. – 1996. – V. 85. – P. 800-821.
160. Jacobs, J. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land / J. Jacobs, C.M. Fanning, F. Henjes-Kunst, M. Olesch, H.-J. Paech // *Journal of Geology*. – 1998. – V. 106. – P. 385-406.
161. Jacobs, J. Late Neoproterozoic/Early Palaeozoic events in central Dronning Maud Land and significance for the southern extension of the East African Orogen into East Antarctica / J. Jacobs, W. Bauer, C.M. Fanning // *Precambrian Research*. – 2003. – V. 126. – P. 27-53.
162. Jiao, S. Application of the two-feldspar geothermometer to ultrahigh-temperature (UHT) rocks in the Khondalite belt, North China craton and its implications / S. Jiao, J. Guo // *American Mineralogist* – 2011. – V. 96. – P. 250-260.
163. Kamenev, E.N. Regional metamorphism in Antarctica / E.N. Kamenev, V.S. Semenov // *Gondwana Five*. – 1981. – P. 209-215.
164. Kamenev, E.N. Structure and evolution of the Antarctic shield in Precambrian // *Gondwana eight: assembly, evolution and dispersal*. – 1993. – P. 141-151.
165. Kawasaki, T. Empirical thermometer of TiO_2 in quartz for ultrahigh-temperature granulites of East Antarctica. In: *Geodynamic Evolution of East Antarctica: A Key to the East–West Gondwana Connection* / T. Kawasaki, Y. Osanai // Geological Society. London. Special Publications. – 2008. – V. 308. – P. 419-430.
166. Kawasaki, T. Experimental study of Fe^{3+} solubility in cristobalite and its application to a metamorphosed quartz-magnetite rock from Mt. Riiser-Larsen area, Napier Complex, East Antarctica / T. Kawasaki, H. Ishizuka // *Journal of Mineralogical and Petrological Science*. – 2008. – V. 103. – P. 255-265.
167. Kelsey, D.E. Orthopyroxene–sillimanite–quartz assemblages; distribution, petrology, quantitative P–T–X constraints and P–T paths / D.E. Kelsey, R.W. White, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2003. – V. 21 (5). – P. 439-453.
168. Kelsey, D.E. Calculated phase equilibria in K_2O – FeO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O for sapphirine–quartz-bearing mineral assemblages / D.E. Kelsey, R.W. White, T.J.B. Holland, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2004. – V. 22 (6). – P. 559-578.
169. Kelsey, D.E. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // *Gondwana Research*. – 2008. – V. 13. – P. 1-29.

170. Kelsey, D.E. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings / D.E. Kelsey, M. Hand // *Geoscience Frontiers*. – 2015. – V. 6. – P. 311-356.
171. Kinny, P.D. Zircon U-Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains, Antarctica / P.D. Kinny, L.P. Black, J.W. Sheraton // *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*. – 1997. – V.16. – P.637-654.
172. Kotková, J. High-pressure granulites of the Bohemian Massif: recent advances and open questions // *Journal of Geosciences*. – 2007. – V. 52. – P. 45-71.
173. Kretz, R. Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.* – 1983. – V. 68. – P. 277-279.
174. Lal, R.K. P–T–X relationships deduced from corona textures in sapphirine–spinel–quartz assemblages from Paderu, southern India / R.K. Lal, D. Ackermann, H. Upadhyay // *Journal of Petrology* – 1987. – V. 28. – P. 1139-1168.
175. Lee, H.Y. Equilibrium Compositions of Coexisting Garnet and Orthopyroxene: Experimental Determinations in the System FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂, and Applications / H.Y. Lee, J. Ganguly // *Journal of Petrology*. – 1988. – V. 29. – P. 93-113.
176. Lepage, L.D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite magnetite geothermometry and geobarometry // *Computers and Geosciences*. – 2003. – V. 29. – P. 673-678.
177. Lindsley, D.H. Fe–Ti oxide–silicate equilibria: assemblages with orthopyroxene / D.H. Lindsley, B.R. Frost, D.J. Andersen, P.M. Davidson // *The Geochemical Society, Spec. Publ.* – 1990. – V. 2. – P. 103-119.
178. Liu, L. Evidence of former stishovite in metamorphosed sediments, implying subduction to > 350 km / L. Liu, J. Zhang, W. Harry H.W. Green II, Z. Jin, K.N. Bozhilov // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – V. 263. – P. 180-191.
179. Mainprice, D.H. Dominant *c* slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature / D.H. Mainprice, J.-L. Bouchez, P. Blumenfeld, J.M. Tubiá // *Geology*. – 1986. – V. 14. – P. 819-822.
180. Martignole, J. Feldspar thermometry of Grenvillian-age UHT migmatites, Mollendo-Camana block, southern Peru / J. Martignole, Z. Wang, // *Canadian Mineralogist*. – 2010. – V. 48. – P. 1025-1039.
181. McDonough, W.F. The composition of the Earth / W.F. McDonough, S.S. Sun // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – P. 223-253.
182. McFarlane, C.R.M. Prograde, peak, and retrograde P–T paths from aluminium in orthopyroxene: High-temperature contact metamorphism in the aureole of the Makhavinekh Lake

Pluton, Nain Plutonic Suite, Labrador / C.R.M. McFarlane, W.D. Carlson, J.N. Connely // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2003. – V. 21. – P. 405-423.

183. Mehnert, K.P. Granulites. Results of a discussion II // *Neues Jahrbuch für Mineralogie*. – 1972. – V. 4. – P. 139-151.

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

185. Mikhalsky, E.V. Tectonic subdivision of the Prince Charles Mountains: are view of geologic and isotopic data / E.V. Mikhalsky, A.A. Laiba, B.V. Beliatsky // *Antarctica. Contribution to Global Earth Sciences*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. – 2006. – P. 69-82.

186. Mikhalsky, E.V. The Mesoproterozoic Rayner Province in the Lambert Glacier area: its age, origin, isotopic structure and implications for Australia –Antarctica correlations / E.V. Mikhalsky, J.W. Sheraton, I.V. Kudriavtsev, S.A. Sergeev, V.P. Kovach, I.A. Kamenev, A.A. Laiba // *Geological Society. London. Special Publications*. – 2013. – V. 383. P. 35-57.

187. Mikhalsky, E.V. Refined geological history of the polyphase plutonometamorphic complex in the Thala Hills area (Enderby Land, East Antarctica) from zircon SHRIMP dating and implications for Neoproterozoic amalgamation of Gondwanaland / E. Mikhalsky, D. Krylov, N. Rodionov, S. Presnyakov, S. Skublov, O. Myasnikov // *Geological Society. London. Special Publications*. – 2017. – V. 457. – P. 7-36.

188. Moecher, D.P. Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers / D.P. Moecher, E.J. Essene, L.M. Anovitz // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 1988. – V. 100. – P. 92-106.

189. Morimoto, T. Spinel+quartz association from the Kerala khondalites, southern India: evidence for ultrahigh-temperature metamorphism / T. Morimoto, M. Santosh, T. Tsunogae, Y. Yoshimura // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2004. – V. 99 (5). – P. 257-278.

190. Morrissey, L.J. Curious case of agreement between conventional thermobarometry and phase equilibria modelling in granulites: new constraints on P-T estimates in the Antarctica segment of the Musgrave-Albany-Fraser-Wilkes Orogen / L.J. Morrissey, M. Hand, E. David, D.E. Kelsey // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2017. – V. 35. – P. 1023-1050.

191. Myers, J.S. Precambrian tectonic evolution of part of Gondwana, southwestern Australia // *Geology*. – 1990. – V. 18. – P. 537-540.

192. Nandakumar, V. A reappraisal of the pressure–temperature path of granulites from the Kerala Khondalite Belt, Southern India / V. Nandakumar, S.L. Harley // *Journal of Geology*. – 2000. – V. 108 (6). – P. 687-703.

193. Nanne, J.A.M. Regional UHT metamorphism with widespread, primary CO₂-rich cordierite in the Bakhuis Granulite Belt, Surinam: A feldspar thermometry study / J.A.M. Nanne, E.W.F. de Roever, K. de Groot, G.R. Davies, F.M. Brouwer // *Precambrian Research*. – 2020. – V. 350. – P. 1-14. – 105894.
194. Nichols, G.T. Internally consistent gahnitic spinel-cordierite-garnet equilibria in the FMASHZn system: geothermobarometry and applications / G.T. Nichols, R.F. Berry, D.H. Green // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 1992. – V. 111. – P. 362-377.
195. Oliver, G.J.H. Ilmenite–magnetite geothermometry and oxygen barometry in granulite and amphibolite facies gneisses from Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand // *Lithos*. – 1978. – V. 11. – P. 147-153.
196. Pattison, D.R.M. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange / D.R.M. Pattison, T. Chacko, J. Farquhar, C.R.M. McFarlane // *Journal of Petrology*. – 2003. – V. 44. – P. 867-900.
197. Perkins, D. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley / D. Perkins, S.J. Chipera, // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 1985. – V. 89. – P. 69-80.
198. Pilugin, S.M. Feldspar thermometry of ultrahigh-temperature ($\geq 1000^{\circ}\text{C}$) metapelites from the Voronezh Crystalline Massif (Kursk-Besedino Granulite Block) / S.M. Pilugin, V.I. Fonarev, K.A. Savko // *Doklady Earth Sciences*. – 2009. – V. 425 (2). – P. 201-204.
199. Post, N.J. Unravelling Gondwana fragments: an integrated structural, isotopic and petrographic investigation of the Windmill Islands, Antarctica // University of New South Wales. PhD Thesis. – 2000.
200. Powell, R. Sapphirine and spinel phase relationships in the system FeO–MgO–Al₂O₃–TiO₂–O₂ in the presence of quartz and hypersthene / R. Powell, M.J. Sandiford // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1988. – V. 98. – P. 64-71.
201. Powell, R. Optimal geothermometry and geobarometry / R. Powell, T.J.B. Holland // *American Mineralogist*. – 1994. – V. 79, – P. 120-133.
202. Putnis, A. Mechanisms of metasomatism and metamorphism on the local mineral scale: The role of dissolution-precipitation during mineral re-equilibration / A. Putnis, H. Austrheim // In: *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. Lecture Notes in Earth System Sciences*. Eds. D.E. Harlov and Austrheim H. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. – 2013. – P. 141-170.
203. Pyle, J.M. Temperature–time paths from phosphate accessory phase paragenesis in the Honey Brook Upland and associated cover sequence, SE Pennsylvania, USA // *Lithos*. – 2006. – V. 88. – P. 201-232.

204. Ravich, M.G. The Pre-Cambrian of East Antarctica / M.G. Ravich, L.V. Klimov, D.S. Solov'ev // Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem. – 1968. – 475 p.
205. Robb, L.J. The history of granulite-facies metamorphism and crustal growth from single zircon U-Pb geochronology: Namaqualand, South Africa / L.J. Robb, R.A. Armstrong, D.J. Waters // *Journal of Petrology*. – 1999. – V. 40. – P. 1747-1770.
206. Rusk, B.J. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana / B.J. Rusk, M.H. Reed, J.H. Dilles, A.J.R. Kent // *American Mineralogist*. – 2006. – V. 91. – P. 1300-1312.
207. Rusk, B.J. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation / B.J. Rusk, H.A. Lowers, M.H. Reed // *Geology*. 2008. V. 36. P. 547–550.
208. Sandiford, M. Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples / M. Sandiford, R. Powell // *Earth and Planetary Science Letters* – 1986. – V. 79. – P. 151-158.
209. Sandiford, M. Metamorphic evolution of aluminous granulites from Labwor Hills, Uganda / M. Sandiford, F.B. Neall, R. Powell // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 1987. – V. 95. – P. 217-225.
210. Santosh, M. Discovery of sapphirine-bearing Mg-Al granulites in the North China Craton: Implications for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism / M. Santosh, T. Tsunogae, J.H. Li, S.J. Liu // *Gondwana Research*. – 2007. – V. 11. – P. 263-285.
211. Sarkar, T. Two-stage granulite formation in a Proterozoic magmatic arc (Ongole domain of the Eastern Ghats Belt, India): Part 1. Petrology and pressure–temperature evolution / T. Sarkar, V. Schenk // *Precambrian Research*. – 2014. – V. 255. – P. 485-509.
212. Sato, K. Titanium in quartz as a record of ultrahigh-temperature metamorphism: the granulites of Karur, southern India / K. Sato, M. Santosh // *Mineralogical Magazine*. – 2007. – V. 71. – P. 143-154.
213. Sauerzapf, U. The titanomagnetite-ilmenite equilibrium: New experimental data and thermo-oxybarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks / U. Sauerzapf, D. Lattard, M. Burchard, R. Engelmann // *Journal of Petrology*. – 2008. – V. 49. – P. 1161-1185.
214. Seifert, W. Distinctive properties of rock-forming blue quartz: inferences from a multi-analytical study of submicron mineral inclusions / W. Seifert, D. Rhede, R. Thomas, H.-J. Förster, F. Lucassen, P. Dulski, R. Wirth // *Mineralogical Magazine*. – 2011. – V. 75. – P. 2519-2534.
215. Shaw, D. M. Geochemistry of pelite rocks III, majorelements and general geochemistry // *Geological Society of America Bulletin*. – 1956. – V. 67. – P. 919-934.

216. Sheraton, J.W. Geology of an unusual Precambrian high grade metamorphic terrane – Enderby Land and western Kemp Land, Antarctica / J.W. Sheraton, R.J. Tingey, L.P. Black, L.A. Offe, D.J. Ellis // Bull. 223. Bureau of mineral resources, geology and geophysics. Canberra. Australian Government Pub. Service. – 1987. – 51 p.
217. Sheraton, J.W. Pedogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane the Bunger Hills, East Antarctica / J.W. Sheraton, L.P. Black, A.G. Tindle // Chemical Geology. – 1992. – V. 97. – P. 163-198.
218. Sheraton, J.W. Geology of the Bunger Hills area, Antarctica: implications for Gondwana correlations / J.W. Sheraton, R.J. Tingey, L.P. Black, R.L. Oliver // Antarctic Science. – 1993. – V. 5. – P. 85-102.
219. Sheraton, J.W. Geology of the Bunger Hills-Denman Glacier region, East Antarctica / J.W. Sheraton, R.J. Tingey, R.L. Oliver, L.P. Black // AGSO Bull. – 1995. – V. 244. – P. 1-136.
220. Shimizu, H. Spinel + quartz assemblage in granulites from the Achankovil Shear Zone, southern India: for ultrahigh-temperature metamorphism / H. Shimizu, T. Tsunogae, M. Santosh // Journal of Asian Earth Science. – 2009. – V. 36. – P. 209-222.
221. Smirnov, V.K. Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H₂O / V.K. Smirnov, A.V. Sobolev, V.G. Batanova, M.V. Portnyagin, S.G. Simakin, E.V. Potapov // Spring Meeting Supplement. AGU. – 1995. – V. 76 (17). – P. 270.
222. Smithies, R.H. High-temperature granite magmatism, crust-mantle interaction and the Mesoproterozoic intracontinental evolution of the Musgrave Province, Central Australia / R.H. Smithies, H.M. Howard, P.M. Evins, C.L. Kirkland, D.E. Kelsey, M. Hand, M.T.D. Wingate, A.S. Collins, E. Belousova // Journal of Petrology. – 2011. – V. 52 (5). – P. 931–958.
223. Smits, R.G. A Proterozoic Wilson cycle identified by Hf isotopes in central Australia: Implications for the assembly of Proterozoic Australia and Rodinia / R.G. Smits, W.J. Collins, M. Hand, R. Dutch, J. Payne // Geology. – 2014. – V. 42. – P. 231-234.
224. Spaggiari, C.V. Transformation of an Archean craton margin during Proterozoic basin formation and magmatism: The Albany–Fraser Orogen, Western Australia / C.V. Spaggiari, C.L. Kirkland, R.H. Smithies, M.T.D. Wingate, E.A. Belousova // Precambrian Research. – 2015. – V. 266. – P. 440-466.
225. Spencer, K.J. A solution model for coexisting iron-titanium oxides / K.J. Spencer, D.H. Lindsley // American Mineralogist. – 1981. – V. 66. – P. 1189-1201.
226. Stark, J.C. In situ U-Pb geochronology and geochemistry of a 1.13 Ga mafic dyke suite at Bunger Hills, East Antarctica: The end of the Albany-Fraser Orogeny / J.C. Stark, X.-C. Wang, Z.-X. Li, B. Rasmussen, S. Sheppard, J.-W. Zi, C. Clark, M. Hand, W.-X. Li // Precambrian Research. – 2018. – V. 310. – P. 76-92.

227. Stipp, M. The Eastern Tonale Fault Zone: A 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C / M. Stipp, H. Stünitz, R. Heilbronner, S.M. Schmid // *Journal of Structural Geology*. – 2002. – V. 24. – P. 1861-1884.
228. Stüwe, K. Metamorphic evolution of the Bunger Hills, East Antarctica: evidence for substantial post-metamorphic peak compression with minimal cooling in a Proterozoic orogenic event / K. Stüwe, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1989. – V. 7. – P. 449-464.
229. Stüwe, K. Interaction between deformation and charnockite emplacement in the Bunger Hills, East Antarctica / K. Stüwe, C.J.L. Willson // *Journal of Structural Geology*. – 1990. – V. 12. – P. 767-783.
230. Sukhorukov, V.P. Sapphirine-bearing Fe-rich granulites in the SW Siberian craton (Angara-Kan block): Implications for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism / V.P. Sukhorukov, O.M. Turkina, S. Tessalina, C. Talavera // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 57. – P. 26-47.
231. Sukhorukov, V. Orthopyroxene-sillimanite granulites of the Angara-Kan block (SW Siberian craton): constraints on timing of UHT metamorphism / V. Sukhorukov, O. Turkina, S. Tessalina, C. Talavera // *Journal of Asian Earth Science*. – 2021. – V. 207.
232. Symmes, G.H. Calculation of the effects of carbonates on the course of prograde metamorphism of average pelite / G.H. Symmes, J.M. Ferry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1991. – V. 108. – P. 419-438.
233. Tadokoro, H. First report of the spinel + quartz assemblage from Kodaikanal in the Madurai Block, Southern India: Implications for ultrahigh-temperature metamorphism / H. Tadokoro, T. Tsunogae, M. Santosh, Y. Yoshimura // *International Geology Review*. – 2007. – V. 49. – P. 1050-1068.
234. Tailby, N.D. Al diffusion in quartz / N.D. Tailby, D.J. Cherniak, E.B. Watson // *American Mineralogist*. – 2018. – V. 103. – P. 839-847.
235. Tajčmanová, L. Distribution of zinc and its role in the stabilization of spinel in high-grade felsic rocks of the Moldanubian domain (Bohemian Massif) / L. Tajčmanová, J. Konopásek, J. Košler // *European Journal of Mineralogy*. – 2009. – V. 21. – P. 407-418.
236. Tan, C.W. An exploratory study of the formation and impact of electronic service failures / C.W. Tan, I. Benbasat, R. Cenfetelli // *Mis Quarterly*. – 2016. – V. 40. – №. 1. – P. 1-30.
237. Tateishi, K. First report of sapphirine +quartz assemblage from Southern India: Implications for ultrahigh-temperature metamorphism / K. Tateishi, T. Tsunogae, M. Santosh, A.S. Janardhan // *Gondwana Research*. – 2004. – V. 7. – P. 899-912.
238. Taylor, S.R. The Continental Crust: Its Composition and Evolution / S.R. Taylor, S.M. McLennan // Blackwell. Oxford. – 1985. – 312 p.

239. Thomas, R.J. Provenance age and metamorphic history of the Quha Formation, Natal Metamorphic Province: a U-Th-Pb zircon SHRIMP study / R.J. Thomas, D.H. Cornell, R.A. Armstrong // *South African Journal of Geology*. – 1999. – V. 102. – P. 83-88.
240. Thomas, J.B. TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz / J.B. Thomas, E.B. Watson, F.S. Spear, P.T. Shemella, S.K. Nayak, A. Lanzirotti // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2010. – V. 160. – P. 743-759.
241. Thomas, J.B. Discontinuous precipitation of rutilated quartz: grain-boundary migration induced by changes to the equilibrium solubility of Ti in quartz / J.B. Thomas, W.O. Nachlas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2020. – V. 175. – P. 38.
242. Tingey, R.J. The regional geology of Archean and Proterozoic rocks in Antarctica // *The Geology of Antarctica*. Oxford: Clarendon Press. – 1991. – P. 1-58.
243. Tsunogae, T. Ultrahigh-temperature metamorphism of the Southern Marginal Zone of the Archean Limpopo Belt, South Africa / T. Tsunogae, T. Miyano, D.D. van Reenen, C.A. Smit // *Journal of Mineralogical and Petrological Science*. – 2004. – V. 99. – P. 213-224.
244. Tucker, N.M. New constraints on metamorphism in the Highjump Archipelago, East Antarctica / N.M. Tucker, M. Hand // *Antarctic Science*. – 2016. – V. 28. – P. 487-503.
245. Tucker, N.M. Proterozoic reworking of Archean (Yilgarn) basement in the Bunger Hills, East Antarctica / N.M. Tucker, J.L. Payne, C. Clark, M. Hand, R.J.M. Taylor, A.R.C. Kylander-Clark, L. Martin // *Precambrian Research*. – 2017. – V. 298. – P. 16-38.
246. Tucker, N.M. A tripartite approach to unearthing the duration of high temperature conditions versus peak metamorphism: An example from the Bunger Hills, East Antarctica / N.M. Tucker, M. Hand, D.E. Kelsey, R. Taylor, C. Clark, J.L. Payne // *Precambrian Research*. – 2018. – V. 314. – P. 194-220.
247. Tucker, N. The Bunger Hills: 60 years of geological and geophysical research / N. Tucker, M. Hand, C. Clark // *Antarctic Science*. – 2020. – V. 32(2). – P. 85-106.
248. Vernon, R.H. Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses // *Lithos*. – 1989. – V. 12. – P. 143-152.
249. Vielzeuf, D. The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1983. – V. 82. – P. 301-311.
250. Vielzeuf, D. Granites, granulites, and crustal differentiation / D. Vielzeuf, J.D. Clemens, C. Pin, E. Moinet / Vielzeuf, D., Vidal, P. (eds) *Granulites and Crustal Evolution* // NATO ASI Series. – Springer, Dordrecht. – 1990. – V. 311. – P. 59-85.
251. Wark, D.A. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer / D.A. Wark, E.B. Watson // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – V. 152. – P. 743-754.

252. Waters, D.J. Korneupine in Mg-Al-rich gneisses from Namaqualand, South Africa: mineralogy and evidence for late-metamorphic fluid activity / D.J. Waters, J.M. Moore // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1985. – V. 91. – P. 369-382.
253. Waters, D.J. Hercynite–quartz granulites: phase relations, and implications for crustal processes // *European Journal of Mineralogy*. – 1991. – V. 3 (2). – P. 367-386.
254. Watson, E.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / E.B. Watson, D.A. Wark., J.B. Thomas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – V. 151. – P. 413-433.
255. Wells, P.R.A. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1980. – V. 46. P. 253-265.
256. White, R.W. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3$ / R.W. White, R. Powell, G.L. Clarke // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2002. – V. 20. – P. 41-55.
257. White, R.W. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites / R.W. White, R. Powell, T.J.B. Holland // *Journal of Metamorphic Geology* – 2007. – V. 25. – P. 511-527.
258. Xie, R. Dissociated dislocation-mediated carbon transport and diffusion in austenitic iron / R. Xie, S. Lu, W. Li, Y. Tian, L. Vitos // *Acta Materialia*. – 2020. – V. 191. – P. 43-50.
259. Yavuz, F. A Windows program for feldspar group thermometers and hygrometers / F. Yavuz, E.V. Yavuz // *Periodico di Mineralogia*. – 2022. – V. 91. – P. 63-87.
260. Zhang, H. Spinel + quartz-bearing ultrahigh-temperature granulites from Xumayao, Inner Mongolia Suture Zone, North China Craton: Petrology, phase equilibria and counterclockwise P-T path / H. Zhang, J. Li, Sh. Liu, W. Li, M. Santosh, H. Wang // *Geoscience Frontiers*. – 2012. – V. 3. – P. 603-611.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Акт о внедрении результатов диссертации

Утверждаю



Генеральный директор

ФГБУ «ВНИИОкеангеология»

Б.В. Шумский

06 2024 г.

АКТ

о внедрении результатов кандидатской диссертации

Абдрахманова Ильнура Альбертовича

по научной специальности 1.6.4 – Минералогия, кристаллография.

Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Специальная комиссия в составе:

Председатель – Г.А. Черкашев;

Члены комиссии: Г.Л. Лейченков, А.А. Черных, А.Н. Сироткин, В.А. Поселов; составили настоящий акт о том, что результаты диссертации на тему «**Эволюция минерального состава и условия формирования гранулитов оазиса Бангера, Восточная Антарктида**», представленной на соискание ученой степени кандидата наук, использованы в текущей деятельности ФГБУ «ВНИИОкеангеология» при написании разделов отчета в виде оценки параметров метаморфизма на оазисе Бангера, а также использование разработанной соискателем программы для ЭВМ «Программа по определению давления формирования породы, по заданному химическому составу минералов, на основе гранат-шпинелевого барометра» (Свидетельство на программу для ЭВМ № 2021613641 Российская Федерация. Заявка № 2021611974: заявл. 19.02.2021 : опубл. 11.03.2021 / Абдрахманов И.А., Белоглазов И.И.; заявитель – ФГБУ ВО «Санкт-Петербургский горный университет»).

Использование указанных результатов позволяет повысить текущую эффективность работы и упростить оценку параметров метаморфизма, а также позволяет обеспечить прирост геолого-геофизической изученности территории Восточной Антарктиды.

Председатель комиссии

Зам. ген. директора по научной работе

Г.А. Черкашев

Члены комиссии:

Зам. ген. дир., начальник отдела ГМРА

Г.Л. Лейченков

Зам. ген. дир., начальник отдела СГИ

А.А. Черных

Зав. сектором геологии Шпицбергена

А.Н. Сироткин

Главный научный сотрудник ОМСР

В.А. Поселов

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2021613641

Программа по определению давления формирования породы, по заданному химическому составу минералов, на основе гранат-шпинелевого барометра

Правообладатель: *федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Санкт-Петербургский горный университет» (RU)*

Авторы: *Абдрахманов Ильнур Альбертович (RU), Белоглазов Илья Ильич (RU)*

Заявка № 2021611974

Дата поступления 19 февраля 2021 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 11 марта 2021 г.



Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

документ подписан электронной подписью
Сертификат 0a02a9cf8c5b1a1c159aada2f0b92e9a116
Владелец: Илья Григорьевич Петров
Действителен с 15.01.2021 по 15.01.2025

Г. П. Ивлиев

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Валовые химические составы изученных пород, содержания петрогенных и редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах

Таблица В.1 – Валовый химический состав метапелитовых гранулитов (мас.%)

Образец	2а	4	10	11а	12	15	21	22	23	34	35	42
SiO ₂	70.22	61.9	56.11	64.18	74.4	70.62	72.74	65.38	45.20	62.26	52.94	76.64
TiO ₂	1.03	1.19	1.21	0.92	0.26	0.54	0.16	0.90	2.41	1.78	2.43	0.64
Al ₂ O ₃	12.89	19.30	21.11	16.39	13.92	12.43	15.93	17.52	15.76	14.34	19.19	11.67
Fe ₂ O ₃	0.06	0.59	4.86	1.13	0.96	3.77	0.64	3.45	6.96	0.18	8.97	2.34
FeO	8.07	8.89	5.77	5.97	1.01	2.74	0.61	2.19	7.72	11.34	8.57	1.72
MnO	0.12	0.13	0.10	0.20	0.02	0.06	0.07	0.23	0.27	0.15	0.21	0.07
MgO	3.12	2.77	3.46	3.07	1.03	3.32	0.45	1.72	8.68	2.41	2.49	1.30
CaO	0.30	0.39	0.80	1.19	1.52	0.99	1.11	1.61	8.18	1.90	1.02	0.64
Na ₂ O	0.25	0.5	0.70	0.94	4.87	2.80	3.66	2.93	0.79	1.33	0.50	0.87
K ₂ O	1.75	2.8	4.32	3.82	1.18	1.63	3.62	2.75	1.72	2.06	2.49	3.14
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.16	0.14	0.04	0.08	0.15	0.07	0.60	0.23	0.25	0.05
ппп	1.93	1.74	0.90	1.98	0.69	0.70	0.59	1.12	1.76	2.30	1.19	0.63
Σ	99.93	100.39	99.51	99.94	100.10	99.69	99.73	99.90	100.06	100.28	100.24	99.72

Продолжение таблицы В.1

Образец	55	61	63	66	67	70	75	78	87	116	137	142
SiO ₂	55.99	48.57	68.77	64.29	65.83	64.24	65.51	61.13	68.82	69.82	62.63	75.06
TiO ₂	1.22	1.12	0.52	0.92	0.68	0.52	1.06	1.00	0.56	0.36	0.92	0.78
Al ₂ O ₃	17.98	23.69	14.28	14.95	15.34	14.33	15.12	16.46	12.30	14.95	16.71	10.27
Fe ₂ O ₃	3.63	3.31	2.82	1.92	2.63	8.29	2.24	4.01	3.62	1.35	1.85	0.13
FeO	6.55	6.05	2.67	7.50	2.74	3.96	7.14	7.62	4.65	1.95	7.21	4.72
MnO	0.30	0.34	0.07	0.17	0.09	0.33	0.26	0.21	0.26	0.06	0.32	0.11
MgO	4.32	8.28	3.03	3.13	2.44	2.38	3.56	3.57	1.51	1.00	2.93	1.69
CaO	2.09	2.83	1.10	1.23	1.18	2.15	0.98	1.15	3.16	1.76	1.35	1.58
Na ₂ O	2.34	2.65	2.31	1.90	2.46	1.15	1.11	1.19	2.81	3.06	1.31	1.78
K ₂ O	3.89	2.11	3.33	2.63	5.61	1.67	1.41	2.07	1.45	5.17	3.02	2.67
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.26	0.31	0.17	0.11	0.18	0.14	0.17	0.18	0.31	0.08
ППП	0.99	0.79	0.68	0.87	0.82	0.36	1.33	1.22	0.66	0.04	1.06	1.28
Σ	99.49	99.91	99.83	99.83	100.00	99.50	99.90	99.79	99.96	99.69	99.62	100.16

Таблица В.2 – Представительные анализы зерен шпинели (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	2а			11а			55	
Анализ	24-2	25-1	25-4	1	2	3	054	069
Разновидность шпинели (структурная позиция)	з (м)	з (м)	з (м)	к (м)	к (м)	к (м)	з (м)	з (м)
Минерал	Нс	Нс	Нс	Нс	Нс	Нс	Нс	Нс
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
VO ₂	0.00	0.51	0.36	1.22	1.39	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	57.71	57.79	57.96	56.23	55.50	56.39	58.18	59.45
Cr ₂ O ₃	3.43	2.92	3.00	2.05	2.11	2.05	1.49	0.94
FeO*	24.31	24.34	23.27	22.42	23.09	23.67	29.94	29.26
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00
MgO	7.15	7.08	7.18	6.18	6.36	4.00	8.09	9.06
ZnO	7.41	7.36	8.23	11.90	11.54	13.89	1.94	1.30
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.000	0.010	0.007	0.025	0.029	0.000	0.000	0.000
Al	1.904	1.907	1.912	1.884	1.862	1.915	1.895	1.915
Cr	0.076	0.065	0.066	0.046	0.047	0.047	0.033	0.020
Fe ³⁺	0.020	0.007	0.007	0.020	0.033	0.038	0.073	0.064
B	2.000	1.990	1.993	1.975	1.971	2.000	2.000	2.000
Fe ²⁺	0.549	0.563	0.538	0.514	0.516	0.533	0.619	0.605
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000
Mg	0.298	0.295	0.299	0.262	0.270	0.172	0.333	0.369
Zn	0.153	0.152	0.173	0.250	0.242	0.296	0.040	0.026
A	1.000	1.010	1.007	1.025	1.029	1.000	1.000	1.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Примечание. FeO* – суммарное железо. Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано исходя из условия баланса зарядов (O = 4). Разновидность шпинели: з – зеленая, к – коричневая, структурная позиция: м – зерна шпинели в матриксе, в – включения шпинели в гранате. Нс – герцинит, Ghn – ганит. Коэффициенты в формулах (A + B = 3)

Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$)

[illegible]

Образец	67		78					
Анализ	029	038	021	061	067	094*	102	112*
Разновидность шпинели (структурная позиция)	з (м)	з (в)	з (м)	з (м)	з (м)	з (в)	з (м)	з (в)
Минерал	Нс	Нс	Ghn	Ghn	Нс	Нс	Нс	Нс
SiO ₂	0.00	0.00	0.80	0.00	0.00	0.79	0.46	0.59
VO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	58.05	61.21	55.53	57.28	60.81	59.51	57.23	61.18
Cr ₂ O ₃	0.34	0.51	2.21	0.29	0.00	0.31	0.27	0.22
FeO*	32.64	24.30	17.11	17.05	15.93	27.94	20.09	25.06
MnO	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	7.14	11.33	5.06	6.34	6.98	9.41	7.32	9.81
ZnO	1.84	2.65	20.05	17.25	15.95	2.04	14.63	3.14
Сумма	100.00	100.00	100.99	98.21	99.67	100.00	100.00	100.00

Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$)

[illegible]

Продолжение таблицы В.2

Образец	61		75	
Анализ	009	012	010	013
Разновидность шпинели (структурная позиция)	з (в)	з (в)	з (м)	з (м)
Минерал	Нс	Нс	Ghn	Ghn
SiO ₂	0.86	0.53	0.38	0.44
VO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	55.91	57.39	61.79	59.06
Cr ₂ O ₃	1.55	0.76	0.45	0.72
FeO*	28.26	26.55	25.93	30.78
MnO	0.49	0.62	0.09	0.23
MgO	9.15	10.26	11.55	9.01
ZnO	2.21	2.10	0.94	0.67
Сумма	98.43	98.21	101.13	100.91

Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$)

Si	0.024	0.015	0.010	0.012
V	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.842	1.872	1.930	1.891
Cr	0.034	0.017	0.009	0.015
Fe ³⁺	0.075	0.081	0.041	0.070
B	1.975	1.985	1.990	1.988
Fe ²⁺	0.586	0.534	0.534	0.629
Mn	0.012	0.015	0.002	0.005
Mg	0.381	0.423	0.456	0.365
Zn	0.046	0.043	0.018	0.013
A	1.025	1.015	1.010	1.012
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000

Таблица В.3 – Представительные анализы пластинчатых включений шпинели в ильмените и рутиле (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	2а		11а			35		
Анализ	17-1*	18-4*	4*	5*	1*	2*	5*	7
Минерал	Ghn	Ghn	Hc	Hc	Spl	Ghn	Ghn	Ghn
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00
VO ₂	0.65	0.00	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	58.60	53.09	53.80	54.27	59.28	54.96	55.04	56.10
Cr ₂ O ₃	0.00	3.08	4.52	5.11	1.20	0.57	0.60	0.60
FeO*	13.33	13.41	17.20	17.23	13.13	10.33	11.25	11.14
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	7.07	6.32	5.53	5.35	8.71	2.17	2.25	2.14
ZnO	18.26	19.09	17.02	16.96	16.78	30.12	29.52	30.02
Сумма	98.01	94.99	98.89	98.92	99.10	98.66	98.66	100.00
Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$)								
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000
V	0.013	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.976	1.882	1.851	1.865	1.956	1.946	1.948	1.959
Cr	0.000	0.073	0.104	0.118	0.027	0.014	0.014	0.014
Fe ³⁺	0.000	0.045	0.010	0.017	0.018	0.010	0.038	0.027
B	1.990	2.000	1.983	2.000	2.000	1.985	2.000	2.000
Fe ²⁺	0.319	0.293	0.410	0.403	0.290	0.250	0.245	0.249
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.306	0.283	0.241	0.232	0.363	0.097	0.101	0.094
Zn	0.386	0.424	0.367	0.365	0.347	0.668	0.654	0.657
A	1.010	1.000	1.017	1.000	1.000	1.015	1.000	1.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Примечание. * – из анализов исключен титан

Таблица В.4 – Представительные анализы магнетита (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	55		63		67		78	
Анализ	038	059	1-1	3-6	019	050	030	062
SiO ₂	0.63	0.74	0.38	0.37	0.00	0.00	0.58	0.36
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.64	0.54	0.77	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.65	0.57	0.00	0.00	0.52	0.88	0.46	0.44
Al ₂ O ₃	0.17	0.85	0.00	0.45	0.00	0.33	0.60	0.37
Cr ₂ O ₃	1.16	1.13	0.00	0.00	0.55	0.47	0.22	0.15
FeO*	87.05	88.28	98.99	98.07	87.90	89.30	91.97	91.06
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	89.66	91.57	99.41	99.53	89.51	91.75	93.83	92.38
Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$)								
Si	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
V	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
Al	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02
Cr	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.93	0.91	0.99	0.96	0.95	0.93	0.94	0.96
Fe ²⁺	0.99	0.97	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99
<i>B</i>	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe ³⁺	0.93	0.91	0.99	0.96	0.95	0.93	0.94	0.96
Fe ²⁺	0.07	0.09	0.09	0.04	0.05	0.07	0.06	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>A</i>	1.00	1.00	1.00	1.00	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

Примечание. Формулы магнетита $A(Fe^{3+})^B(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4$ рассчитаны катионным методом в предположении, что Fe³⁺ распределено поровну между позициями *A* и *B* [86]

Таблица В.5 – Представительные анализы титансодержащего магнетита и ульвошпинели (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	63							
Анализ	1-4	1-5	2-1	2-5	2-8	2-9	3-2	3-5
Минерал	Usp	Usp	Usp	Usp	Ti-Mag	Ti-Mag	Ti-Mag	Ti-Mag
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.28	0.35	0.41
TiO ₂	24.14	20.12	28.28	25.78	14.93	16.14	14.13	15.43
VO ₂	0.90	0.87	0.71	0.95	1.36	1.34	0.88	1.07
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	74.84	78.86	70.55	72.45	83.14	81.57	84.64	83.09
MnO	0.12	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.46	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$)								
Si	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.010	0.013	0.015
Ti	0.668	0.555	0.783	0.712	0.412	0.446	0.387	0.423
V	0.024	0.023	0.019	0.025	0.036	0.036	0.023	0.028
Al	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.308	0.422	0.198	0.242	0.552	0.508	0.577	0.534
Fe ²⁺	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe ³⁺	0.308	0.422	0.198	0.254	0.552	0.508	0.577	0.534
Fe ²⁺	0.689	0.573	0.777	0.729	0.448	0.492	0.423	0.466
Mn	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.025	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000
A	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.668	0.555	0.783	0.712	0.412	0.446	0.387	0.423
Mag	0.308	0.422	0.198	0.254	0.552	0.508	0.577	0.534

Примечание. Формулы минералов ряда магнетит $A(Fe^{3+})^B(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4$ – ульвошпинель $A(Fe^{2+})^B(Fe^{2+}Ti)O_4$ рассчитаны катионным методом в предположении, что Fe³⁺ распределено поровну между позициями A и B [86]

Таблица В.6 – Представительные анализы ильменита (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	11a		55		67			
Анализ	2	4	021	045	018	023	049	053
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56
TiO ₂	52.89	53.06	50.58	51.51	49.11	48.06	49.92	45.78
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
FeO*	45.32	44.92	48.10	46.17	48.68	48.97	47.43	52.48
MnO	0.06	0.06	0.50	0.55	0.14	0.48	0.20	0.09
MgO	1.19	1.41	0.00	00.00	0.84	0.66	0.55	1.08
Сумма	100.00	100.00	99.18	98.23	98.75	98.17	98.10	100.00

Коэффициенты в формулах ($A + B = 2$)

Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014
Ti	0.995	0.997	0.967	0.996	0.935	0.921	0.960	0.853
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Fe ³⁺	0.005	0.003	0.033	0.004	0.065	0.079	0.040	0.133
B	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Fe ³⁺	0.005	0.003	0.033	0.004	0.065	0.079	0.040	0.133
Fe ²⁺	0.938	0.931	0.956	0.931	0.900	0.886	0.935	0.825
Mn	0.013	0.013	0.011	0.012	0.003	0.010	0.004	0.002
Mg	0.044	0.052	0.000	0.000	0.032	0.025	0.021	0.040
A	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ilm	0.995	0.997	0.967	0.966	0.935	0.921	0.960	0.853
Hem	0.005	0.003	0.033	0.004	0.065	0.079	0.040	0.131

Примечание. Формула ильменита рассчитана катионным методом в предположении, что Fe³⁺ распределено поровну между позициями A и B [13]

Таблица В.7 – Представительные анализы рутила (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	2a				11a			63
Анализ	1-1	19-4	21-5	23-2	8-1	1	11	4-8
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
TiO ₂	100.00	92.57	99.69	99.42	88.24	100.00	97.43	90.12
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.18	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	00.00	1.01	0.13	0.00	0.75	0.00	0.81	3.06
VO ₂	0.00	2.67	0.00	0.00	4.63	0.00	0.00	1.44
Nb ₂ O ₅	0.00	3.75	0.00	0.00	6.38	0.00	1.76	4.86
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	95.14
Коэффициенты в формулах (O = 2)								
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Ti	1.000	0.940	0.998	0.995	0.901	1.000	0.982	0.924
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Cr	0.000	0.000	0.002	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.000	0.011	0.001	0.000	0.009	0.000	0.009	0.035
V	0.000	0.026	0.013	0.000	0.046	0.000	0.000	0.014
Nb	0.000	0.023	0.044	0.000	0.039	0.000	0.011	0.030
Сумма	1.000	1.000	1.001	1.002	0.997	1.000	1.002	1.011

Примечание. Обр. 2a, ан. 1-1 – включение идиоморфного кристалла рутила в гранате, ан. 19-4 – пластинчатый росток рутила в ильмените; ан. 21-5 – зерно рутила в матриксе, ан. 23-2 – мелкое зерно рутила в оторочке, приуроченной к границе замещения граната биотитом; обр. 11a, ан. 8-1 – каемка рутила на краю зерна ильменита, ан. 1 – сросток рутила и ильменита; ан. 8 – ламель рутила в ильмените; обр. 63, ан. 4-8 – ламель рутила в ульвошпинели

Таблица В.8 – Представительные анализы граната (мас. %) из гранат-ортопироксен-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	15			61			63		
Анализ	4-1-34	4-1-51	4-2-49	3-1-29	5-1-48	6-2-74	1-8-37	3-1-39	4-4-74
SiO ₂	38.70	38.91	38.86	39.08	38.91	39.51	38.63	39.24	39.25
Al ₂ O ₃	22.20	21.67	20.96	22.24	21.63	21.09	21.77	21.77	21.80
FeO*	28.93	29.99	31.01	24.73	26.06	25.15	28.35	28.07	27.49
MgO	9.07	8.68	8.28	10.65	9.89	10.30	9.62	9.24	9.90
MnO	0.53	0.58	0.44	2.21	2.41	2.16	0.60	0.93	0.77
CaO	0.58	0.18	0.44	1.09	1.02	1.07	0.60	0.70	0.78
Сумма	100.01	100.01	99.99	100.00	99.92	99.28	99.57	99.95	99.99
Si	2.988	3.016	3.030	2.986	2.998	3.046	2.992	3.023	3.014
Al	2.020	1.980	1.926	2.003	1.965	1.916	1.987	1.977	1.973
Fe ²⁺	1.868	1.944	2.022	1.580	1.679	1.621	1.836	1.809	1.765
Mg	1.044	1.003	0.962	1.213	1.136	1.183	1.110	1.061	1.133
Mn	0.035	0.038	0.029	0.143	0.157	0.141	0.039	0.061	0.050
Ca	0.048	0.015	0.037	0.089	0.084	0.088	0.050	0.058	0.064
Сумма	8.002	7.995	8.007	8.013	8.019	7.996	8.015	7.988	8.000
X _{Mg}	0.35	0.33	0.32	0.40	0.37	0.39	0.37	0.35	0.38
X _{Fe}	0.62	0.65	0.66	0.52	0.55	0.53	0.60	0.61	0.59
X _{Mn}	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.05	0.01	0.02	0.02
X _{Ca}	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02

Продолжение таблицы В.8

Образец	87		75			116		
Анализ	1-1-1	1-2-2	2-1-22	2-10-46	2-13-61	2-21	2-25	2-33
SiO ₂	37.68	37.59	38.24	39.37	38.89	38.34	38.22	37.76
Al ₂ O ₃	21.12	21.19	21.37	21.31	20.95	21.82	21.50	21.79
FeO*	28.65	29.21	28.71	26.87	27.99	29.78	30.07	32.38
MgO	8.01	7.50	7.97	8.74	8.27	7.93	8.06	6.19
MnO	3.05	3.07	2.72	2.55	2.65	1.04	1.08	1.07
CaO	1.47	1.43	0.99	1.16	1.25	1.16	1.21	1.10
Сумма	99.98	99.99	100.00	100.00	100.00	100.08	100.14	100.29
Si	2.960	2.960	2.989	3.042	3.028	2.986	2.982	2.972
Al	1.956	1.967	1.969	1.941	1.922	2.002	1.977	2.022
Fe ²⁺	1.882	1.924	1.877	1.736	1.822	1.939	1.961	2.132
Mg	0.938	0.880	0.928	1.006	0.960	0.921	0.937	0.726
Mn	0.203	0.205	0.180	0.167	0.175	0.068	0.071	0.071
Ca	0.124	0.121	0.083	0.096	0.104	0.097	0.101	0.093
Сумма	8.062	8.056	8.026	7.988	8.011	8.013	8.030	8.017
X _{Mg}	0.30	0.28	0.30	0.33	0.31	0.30	0.31	0.24
X _{Fe}	0.60	0.61	0.61	0.58	0.60	0.64	0.64	0.71
X _{Mn}	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02
X _{Ca}	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03

Таблица В.9 – Представительные анализы ортопироксена (мас. %) из гранат-ортопироксен-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	15			61			63		
Анализ	3-1	3-4	4-2-45	2-2-13	3-1-25	6-1-65	1-1-1	1-2-2	1-2-4
SiO ₂	46.46	46.24	47.47	48.90	49.29	50.16	48.54	48.70	48.08
TiO ₂	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	9.03	8.70	8.74	8.24	7.98	7.84	8.89	8.23	9.23
FeO*	24.56	25.07	25.25	21.72	20.31	21.35	22.57	24.39	23.13
MgO	19.77	19.84	18.42	20.37	21.22	20.12	19.81	19.08	19.56
MnO	0.00	0.15	0.12	0.58	0.59	0.53	0.19	0.18	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.20	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.01	100.00	100.00	100.01	99.45	100.00	100.00	100.58	100.00
Si	1.751	1.750	1.791	1.876	1.827	1.852	1.805	1.816	1.792
Ti	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.401	0.388	0.389	0.361	0.349	0.341	0.390	0.362	0.406
Fe ²⁺	0.774	0.794	0.797	0.674	0.630	0.659	0.702	0.760	0.721
Mg	1.111	1.119	1.036	1.127	1.172	1.107	1.098	1.060	1.087
Mn	0.000	0.005	0.004	0.018	0.019	0.017	0.006	0.006	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Сумма	4.043	4.056	4.015	4.004	3.999	3.977	4.000	4.004	4.005
X _{Mg}	0.59	0.59	0.57	0.62	0.65	0.63	0.61	0.58	0.60
X _{Fe}	0.41	0.41	0.43	0.37	0.35	0.37	0.39	0.42	0.40
X _{(Al)M1}	0.20	0.19	0.19	0.18	0.17	0.17	0.19	0.18	0.20

Продолжение таблицы В.9

Образец	87			116		
Анализ	1-3	3-4	3-7	44	45	47
SiO ₂	47.63	47.70	47.73	48.06	48.35	48.33
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.14	0.14	0.11
Al ₂ O ₃	5.69	6.33	5.78	6.12	6.29	6.05
FeO*	25.26	25.11	25.23	26.55	26.34	26.33
MgO	20.47	19.58	19.84	18.31	18.38	18.45
MnO	0.65	1.06	1.25	0.37	0.34	0.30
CaO	0.30	0.22	0.17	0.17	0.12	0.15
Сумма	100.00	100.00	100.00	99.73	99.97	99.71
Si	1.811	1.812	1.817	1.835	1.837	1.842
Ti	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.003
Al	0.255	0.284	0.259	0.275	0.282	0.272
Fe ²⁺	0.803	0.798	0.803	0.848	0.837	0.839
Mg	1.160	1.109	1.126	1.042	1.041	1.048
Mn	0.021	0.034	0.040	0.012	0.011	0.010
Ca	0.012	0.009	0.007	0.007	0.005	0.006
Сумма	4.062	4.046	4.053	4.023	4.018	4.019
X _{Mg}	0.59	0.58	0.58	0.55	0.55	0.55
X _{Fe}	0.41	0.42	0.42	0.45	0.45	0.44
X _{(Al)M1}	0.13	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14

Таблица В.10 – Представительные анализы кордиерита (мас. %) из гранат-ортопироксен-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	15			61			63		75	
Анализ	1-5	1-7	1-9	1-1-5	2-2-16	5-1-54	1-3-16	6-1-87	2-1-17	2-7-29
SiO ₂	48.44	48.28	48.03	48.15	48.49	49.37	50.04	48.59	47.13	47.37
Al ₂ O ₃	31.45	32.4	31.80	31.44	32.64	33.32	33.00	32.20	31.39	31.74
FeO*	5.32	5.08	5.47	3.57	3.39	3.76	2.57	4.28	3.82	4.57
MgO	9.45	10.43	9.58	11.14	11.34	11.02	11.78	10.83	10.19	10.30
Сумма	94.66	96.19	94.88	94.30	95.86	97.47	97.39	95.90	92.53	93.98
Si	5.098	5.005	5.052	5.054	5.004	5.014	5.057	5.031	5.045	5.015
Al	3.902	3.959	3.942	3.890	3.970	3.989	3.931	3.930	3.961	3.961
Fe ²⁺	0.468	0.440	0.481	0.313	0.293	0.319	0.217	0.371	0.342	0.405
Mg	1.482	1.611	1.502	1.743	1.744	1.668	1.774	1.671	1.626	1.625
Сумма	10.951	11.016	10.977	11.001	11.011	10.991	10.978	11.004	10.974	11.005
X _{Mg}	0.76	0.79	0.76	0.85	0.86	0.84	0.89	0.82	0.83	0.80
X _{Fe}	0.24	0.21	0.24	0.15	0.14	0.16	0.11	0.18	0.17	0.20

Таблица В.11 – Представительные анализы плагиоклаза (мас. %) из гранат-ортопироксен-кордиеритовых гранулитов оазиса Бангера

Образец	15		61			63		
Анализ	1-1-5	2-1-20	2-2-17	4-1-46	5-1-53	3-3-50	4-1-64	4-6-79
SiO ₂	65.66	65.94	60.64	60.77	59.37	62.72	61.21	62.58
Al ₂ O ₃	21.66	20.50	25.28	24.29	24.58	23.48	23.33	22.70
CaO	2.74	1.48	6.32	6.53	6.02	4.53	5.01	4.50
K ₂ O	0.19	0.10	0.22	0.28	0.23	0.24	0.09	0.15
Na ₂ O	10.07	10.62	7.54	8.12	7.87	8.78	8.50	9.18
Сумма	100.32	98.64	100.00	99.99	98.07	99.75	98.14	99.11
Si	2.879	2.930	2.692	2.708	2.692	2.780	2.761	2.795
Al	1.120	1.074	1.323	1.276	1.314	1.227	1.241	1.195
Ca	0.129	0.070	0.301	0.312	0.292	0.215	0.242	0.215
K	0.011	0.006	0.012	0.016	0.013	0.014	0.005	0.009
Na	0.856	0.915	0.649	0.702	0.692	0.755	0.744	0.795
Сумма	4.994	4.994	4.977	5.013	5.004	4.990	4.993	5.009
X _{Ca}	0.13	0.07	0.31	0.30	0.29	0.22	0.24	0.21

Продолжение таблицы В.11

Образец	87		116			75		
Анализ	2-5	3-5	2-6	4-1	4-8	1-1-4	2-1-25	13-56
SiO ₂	59.88	59.27	60.10	60.12	59.96	59.77	59.76	59.61
Al ₂ O ₃	24.78	25.30	24.61	24.70	24.76	24.91	25.41	25.39
CaO	6.67	6.98	5.76	6.12	6.16	7.28	7.20	7.30
K ₂ O	0.22	0.08	0.11	0.21	0.30	0.24	0.00	0.12
Na ₂ O	8.45	8.06	9.03	8.85	8.68	7.81	7.62	7.58
Сумма	100.00	99.69	100.00	100.00	100.00	100.01	99.99	100.00
Si	2.675	2.655	2.686	2.684	2.679	2.670	2.663	2.659
Al	1.305	1.336	1.296	1.300	1.304	1.311	1.334	1.335
Ca	0.319	0.335	0.276	0.293	0.295	0.348	0.344	0.349
K	0.013	0.005	0.006	0.012	0.017	0.014	0.000	0.007
Na	0.732	0.700	0.782	0.766	0.752	0.676	0.658	0.656
Сумма	5.044	5.030	5.061	5.055	5.053	5.020	4.999	5.005
X _{Ca}	0.30	0.32	0.26	0.27	0.28	0.34	0.34	0.35

Таблица В.12 – Представительные анализы биотита (мас. %) из метapelитовых гранулитов оазиса Бангера и результаты расчетов термобарометрии

Порода	Grt-Sil, Grt-Sil-Crd					Grt-Crd		Grt-Орх	
Образец	2а*	2а*	2а*	11а*	67**	78**	78**	61**	63**
Позиция	Вкл. в Grt	Матрикс ядро	Матрикс край	Матрикс	В Grt	Вокруг Crn-Mag	С поздним Sill	Вкл. в Орх	Q-Bt симплектит
Анализ	10	1	3	025	032	081	129	031	030
SiO ₂	39.57	38.96	38.91	38.78	39.05	37.51	37.92	37.14	37.41
TiO ₂	5.96	3.50	3.18	4.51	4.93	2.96	3.31	5.38	4.07
Al ₂ O ₃	16.11	15.50	16.52	14.79	15.55	17.71	17.85	14.98	15.74
FeO*	8.54	13.21	11.67	10.94	9.73	11.45	12.63	10.67	10.37
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
MgO	16.90	14.05	15.34	17.06	16.57	16.01	15.11	15.34	15.86
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.06	0.00	0.00
K ₂ O	10.03	10.16	9.10	10.07	10.39	10.42	10.01	10.76	10.51
Сумма	97.11	95.38	94.72	96.15	96.44	96.06	96.89	94.27	94.03
Si	2.802	2.875	2.849	2.816	2.813	2.735	2.746	2.770	2.783
Al ^{IV}	1.198	1.125	1.151	1.184	1.187	1.265	1.254	1.230	1.217
Al ^{VI}	0.147	0.223	0.274	0.082	0.134	0.257	0.270	0.086	0.164
Ti	0.318	0.194	0.175	0.246	0.267	0.162	0.180	0.302	0.228
Fe	0.506	0.815	0.715	0.664	0.586	0.698	0.765	0.665	0.645
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Mg	1.784	1.545	1.674	1.846	1.779	1.740	1.631	1.705	1.759
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000	0.008	0.000	0.000
K	0.907	0.956	0.850	0.933	0.955	0.969	0.925	1.024	0.998
Сумма	7.661	7.733	7.688	7.771	7.752	7.826	7.779	7.782	7.797
Mg#	0.78	0.65	0.70	0.74	0.75	0.71	0.68	0.72	0.73
T _{Н05} , °C	738	668	651	703	773	700	705	731	692

Примечание: * – анализы получены с использованием JEOL JSM-7001F SEM в Санкт-Петербургском горном университете, ** с использованием JEOL JSM-6510LA SEM в ИГГД РАН. FeO*, общее железо. Кристаллохимические формулы нормализованы по 11 атомам кислорода. Mg# = Mg/(Mg +Fe). T_{Н05}, °C, – температура, рассчитанная с помощью «Ti-в-биотите» геотермометра Henry et al. [151]

Таблица В.13 – Представительные анализы зерен шпинели (мас. %) из матрикса гранат-кордиерит-ортопироксеновых гранулитов оазиса Бангера

Образец	61					63				
Анализ	7	9	11	12	35	40	41	83	97	103
Минерал	Нс	Нс	Нс	Нс	Spl	Нс	Нс	Нс	Нс	Нс
SiO ₂	0.54	0.86	0.42	0.53	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	55.21	55.91	56.02	57.39	55.28	54.48	56.78	55.60	55.96	56.98
Cr ₂ O ₃	1.51	1.55	1.02	0.76	0.98	0.00	0.00	0.35	0.22	0.36
FeO*	27.13	28.26	27.08	26.55	22.71	26.13	25.76	28.32	24.71	25.19
MnO	0.60	0.49	0.41	0.62	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.37
MgO	8.76	9.15	9.51	10.26	11.69	9.48	9.24	8.09	9.89	9.32
ZnO	1.95	2.21	1.77	2.10	1.46	2.49	2.37	2.22	2.57	2.68
Сумма	95.70	98.43	96.23	98.21	92.68	92.58	94.15	94.58	93.35	94.90

Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$)

Si	0.016	0.024	0.012	0.015	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.868	1.842	1.874	1.873	1.880	1.888	1.931	1.905	1.913	1.924
Cr	0.034	0.034	0.023	0.017	0.022	0.000	0.000	0.008	0.005	0.008
Fe ³⁺	0.067	0.075	0.080	0.081	0.078	0.112	0.069	0.087	0.082	0.067
B	1.985	1.975	1.989	1.983	1.990	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe ²⁺	0.585	0.586	0.563	0.534	0.471	0.531	0.552	0.602	0.517	0.536
Mn	0.015	0.012	0.010	0.015	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009
Mg	0.375	0.381	0.402	0.423	0.503	0.415	0.397	0.351	0.427	0.398
Zn	0.041	0.046	0.037	0.043	0.031	0.054	0.050	0.048	0.055	0.057
A	1.016	1.025	1.012	1.015	1.010	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Примечание. FeO* – суммарное железо. Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано исходя из условия баланса зарядов (O = 4). Нс – герцинит, Spl – шпинель

Таблица В.14 – Представительные анализы алюмошпинелей (мас. %) Grt-Crd гранулита. Обр. 75

Компо- нент	010	011	013	014	026	104	108	113	119	143
SiO ₂	0.38	0.43	0.44	0.47	0.49	0.76	0.75	0.77	0.50	0.76
Al ₂ O ₃	61.79	58.13	59.06	58.39	59.33	58.18	57.94	55.68	58.30	59.75
Cr ₂ O ₃	0.45	0.51	0.72	0.36	1.20	0.94	1.20	2.17	0.76	1.63
FeO*	25.93	32.45	30.78	32.34	27.10	29.28	29.99	33.88	30.75	25.22
MnO	0.09	0.44	0.23	0.45	0.31	0.16	0.09	0.43	0.00	0.16
MgO	11.55	6.87	9.01	7.41	9.69	7.19	8.15	5.78	6.41	10.32
ZnO	0.94	1.18	0.67	0.59	1.88	1.27	1.87	1.19	3.28	2.17
Сумма	100.01	100.01	100.91	100.01	100.01	97.78	99.99	99.90	100.00	100.01
Si	0.010	0.012	0.012	0.013	0.013	0.021	0.021	0.022	0.014	0.021
Al	1.930	1.904	1.890	1.903	1.905	1.934	1.885	1.852	1.918	1.909
Cr	0.009	0.011	0.015	0.008	0.026	0.021	0.026	0.048	0.017	0.035
Fe ³⁺	0.020	0.031	0.035	0.031	0.021	0.001	0.024	0.028	0.019	0.008
Fe ²⁺	0.021	0.043	0.047	0.044	0.035	0.022	0.044	0.050	0.033	0.028
<i>M</i>	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe ³⁺	0.020	0.031	0.035	0.031	0.021	0.001	0.024	0.028	0.019	0.008
Fe ²⁺	0.503	0.650	0.581	0.641	0.540	0.667	0.601	0.694	0.647	0.529
Mn	0.002	0.010	0.005	0.011	0.007	0.004	0.002	0.010	0.000	0.004
Mg	0.456	0.284	0.365	0.305	0.393	0.302	0.335	0.243	0.267	0.417
Zn	0.018	0.024	0.013	0.012	0.038	0.026	0.038	0.025	0.068	0.043
<i>T</i>	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Sp	0.46	0.28	0.36	0.30	0.39	0.30	0.33	0.24	0.27	0.42
Hc	0.52	0.69	0.62	0.68	0.57	0.68	0.63	0.74	0.66	0.54
Ghn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.04	0.02	0.07	0.04

Примечание. Анализы выполнены в ИГГД РАН. FeO* – суммарное железо. Ghn – ганит. Соотношения Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны исходя из условия баланса зарядов (O = 4). Распределение элементов по позициям производилось в соответствии с существующими рекомендациями [10, 85] на основе структурной формулы $M(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg)^T(Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti)_2O_4$ и предположения, что окисное железо распределено поровну между октаэдрической (*M*) и тетраэдрической (*T*) позициями. Позиция зерна шпинели: 010, 026, 143 – включение в гранате, 011, 014 – включение в кварце, 013 – срастание с ильменитом, заключенное в плагиоклазе, 104, 108 – срастание с ильменитом и магнетитом, окруженное каемкой плагиоклаза, 113 – включение в кордиерите, 119 – срастание с ильменитом и магнетитом, заключенное в кордиерите

Таблица В.15 – Анализы ориентированных микровключений Fe–Mg–Ti–Al оксидов (мас. %) в кварце, пересчитанные на состав алюмошпинелей

Компонент	3-1*	3-3*	4-1*	4-3*	4-4*	5-1*	8-1*	018^	075^	078^
Al ₂ O ₃	62.28	61.69	59.91	60.57	60.63	62.19	62.01	60.14	59.52	60.55
FeO*	28.87	28.41	28.91	31.07	29.17	26.93	29.38	31.43	30.86	29.39
MgO	8.85	9.91	11.19	8.36	10.20	10.88	7.36	8.24	9.62	10.06
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.28	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.00	100.00	100.0
Al	1.989	1.961	1.901	1.950	1.931	1.963	2.000	1.940	1.908	1.930
Fe ³⁺	0.006	0.019	0.050	0.025	0.035	0.019	0.000	0.030	0.046	0.035
Fe ²⁺	0.005	0.020	0.051	0.025	0.034	0.018	0.000	0.030	0.046	0.035
<i>M</i>	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe ²⁺	0.006	0.019	0.050	0.025	0.035	0.019	0.000	0.030	0.046	0.035
Fe ²⁺	0.637	0.582	0.502	0.635	0.555	0.547	0.675	0.630	0.564	0.559
Mg	0.357	0.398	0.449	0.340	0.434	0.434	0.300	0.336	0.390	0.406
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.004	0.000	0.000
<i>T</i>	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Sp	0.36	0.40	0.45	0.34	0.41	0.43	0.30	0.34	0.39	0.41
Hc	0.64	0.60	0.55	0.66	0.59	0.57	0.67	0.66	0.61	0.59
Ghn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00

Примечание. * – анализы выполнены в Санкт-Петербургском горном университете, ^ – ИГГД РАН. Для расчета кристаллохимических формул из первичных анализов исключались SiO₂ и TiO₂, после чего сумма анализа пересчитывалась на 100%. Коэфф. в формулах (*M* + *T* = 3). Обр. 75

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

Оценки температур и давлений, полученных с помощью геотермобарометров

Таблица Г.1 – Давления, оцененные с помощью Grt-Spl-Sil-Qz геотермобарометра

Образец / анализ шпинели	X_{Hc}	X_{Spl}	X_{Ghn}	X_{Alm}	X_{Py}	P , кбар	
						850 °C	1050 °C
2a/24-2	0.549	0.298	0.153	0.685	0.306	8.8	14.0
2a/25-1	0.557	0.292	0.151	0.685	0.306	8.6	13.8
2a/25-3	0.562	0.292	0.147	0.685	0.306	8.5	14.5
2a/25-4	0.534	0.297	0.169	0.685	0.306	9.2	13.7
11a/1	0.501	0.255	0.244	0.579	0.359	7.7	12.8
11a/2	0.502	0.262	0.236	0.579	0.359	7.6	12.7
11a/3	0.533	0.172	0.296	0.579	0.359	7.1	12.0
11a/4	0.504	0.195	0.300	0.579	0.359	7.8	12.8
55/054	0.619	0.333	0.040	0.563	0.385	4.6	9.1
55/069	0.605	0.369	0.026	0.563	0.385	4.8	9.5
55/078	0.581	0.368	0.051	0.563	0.385	5.3	10.0
67/010	0.557	0.394	0.050	0.578	0.387	6.0	10.9
67/025	0.621	0.315	0.064	0.578	0.387	4.8	9.4
67/029	0.667	0.296	0.038	0.578	0.387	3.9	8.3
67/042*	0.563	0.376	0.061	0.578	0.387	5.9	10.8
78/078	0.507	0.286	0.207	0.620	0.312	8.4	13.6
78/094*	0.574	0.385	0.041	0.620	0.312	6.6	11.6
78/112*	0.539	0.398	0.063	0.620	0.312	7.4	12.5
63/040	0.531	0.415	0.054	0.588	0.382	6.9	12.0
63/041	0.552	0.397	0.050	0.588	0.382	6.5	11.4
63/061	0.455	0.510	0.035	0.588	0.382	8.7	14.0
63/083	0.602	0.351	0.048	0.588	0.382	5.4	10.2
63/097	0.517	0.427	0.055	0.588	0.382	7.2	12.3
63/103	0.563	0.398	0.057	0.588	0.382	6.9	11.8
61/07	0.567	0.377	0.042	0.522	0.401	3.4	9.2
61/09	0.558	0.384	0.046	0.522	0.401	3.6	9.4
61/11	0.549	0.404	0.037	0.522	0.401	3.7	9.7
61/12	0.517	0.425	0.043	0.522	0.401	4.5	10.5
61/57	0.565	0.370	0.058	0.522	0.401	3.5	9.3

Примечание. Расчеты выполнены с помощью калибровочного уравнения Дж. Николса и др. [194]. В каждом образце для расчетов использованы анализы граната с наибольшим содержанием магния. Звездочкой отмечены анализы включений шпинели в гранате

Продолжение таблицы Г.1

Образец/анализ шпинели/анализ граната	X_{Hc}	X_{Spl}	X_{Ghn}	X_{Alm}	X_{Py}	P , кбар	
						850 °C	1050 °C
75/10/46*	0.522	0.458	0.018	0.578	0.335	6.8	10.6
75/11/46	0.680	0.286	0.024	0.578	0.335	3.7	7.0
75/12/46	0.601	0.367	0.024	0.578	0.335	5.2	8.7
75/13/46	0.615	0.366	0.013	0.578	0.335	4.9	9.5
75/14/46	0.671	0.307	0.012	0.578	0.335	3.8	8.3
75/26/46*	0.560	0.395	0.038	0.578	0.335	6.0	10.9
75/4/46	0.665	0.304	0.027	0.578	0.335	3.9	8.4
75/8/46	0.622	0.338	0.038	0.578	0.335	4.7	9.4
75/13-2/46	0.720	0.245	0.025	0.578	0.335	3.0	7.3
75/19/46	0.664	0.268	0.068	0.578	0.335	4.0	8.5
75/36/46*	0.701	0.251	0.038	0.578	0.335	3.3	7.7
75/43/46*	0.533	0.420	0.044	0.578	0.335	6.6	11.5
75/47/46	0.707	0.249	0.039	0.578	0.335	3.2	7.5
75/64/46*	0.662	0.300	0.024	0.578	0.335	3.9	8.5
75/26/22*	0.560	0.395	0.038	0.612	0.303	6.8	11.8
75/10/8*	0.522	0.458	0.018	0.596	0.319	7.2	12.3
75/36/32*	0.701	0.251	0.038	0.586	0.327	3.5	8.9
75/64/61*	0.662	0.300	0.024	0.595	0.313	4.4	7.9

Примечание. Расчеты выполнены с помощью калибровочного уравнения Дж. Николса и др. [194]. В каждом образце для расчетов использованы анализы граната с наибольшим содержанием магния. Звездочкой отмечены анализы включений шпинели в гранате

Таблица Г.2 – Температуры, оцененные с помощью Spl-Crd геотермометра

Образец/анализ шпинели/анализ кордиерита	Шпинель		Кордиерит		K_D	$T, ^\circ\text{C}$
	X_{Mg}	X_{Fe}	X_{Mg}	X_{Fe}		
63/14/16	0.489	0.511	0.891	0.117	0.117	725
63/15/17	0.513	0.487	0.877	0.123	0.147	875
63/40/42	0.439	0.561	0.839	0.161	0.150	889
63/41/42	0.418	0.582	0.839	0.161	0.138	828
63/83/87	0.368	0.632	0.818	0.182	0.129	784
63/89/87	0.379	0.621	0.818	0.182	0.135	814
63/90/87	0.402	0.598	0.818	0.182	0.149	884
63/97/101	0.452	0.548	0.858	0.142	0.136	819
63/97/102	0.452	0.548	0.828	0.172	0.171	998
63/103/106	0.426	0.574	0.853	0.147	0.128	776
63/103/107	0.426	0.574	0.840	0.160	0.142	845
67/10/13	0.414	0.586	0.805	0.195	0.171	997
67/10/15	0.414	0.586	0.794	0.206	0.184	1067
67/25/28	0.336	0.664	0.810	0.190	0.119	733
67/29/28	0.307	0.693	0.810	0.190	0.104	662
75/13/14	0.245	0.720	0.805	0.195	0.082	559
75/26/17	0.395	0.559	0.826	0.174	0.149	882
75/19/23	0.268	0.664	0.860	0.140	0.066	479
75/12/29	0.368	0.600	0.801	0.199	0.152	900
75/10/32	0.458	0.521	0.842	0.158	0.165	965
75/64/55	0.299	0.663	0.818	0.182	0.100	645
61/7/5	0.378	0.566	0.848	0.152	0.120	737
61/9/6	0.385	0.557	0.762	0.238	0.216	1253
61/11/5	0.406	0.546	0.848	0.152	0.133	804
61/12/16	0.428	0.514	0.856	0.144	0.140	838
61/35/41	0.508	0.455	0.884	0.116	0.147	870

Продолжение таблица Г.2

Образец/анализ шпинели/анализ кордиерита	Шпинель		Кордиерит		K_D	$T, ^\circ\text{C}$
	X_{Mg}	X_{Fe}	X_{Mg}	X_{Fe}		
78/78/77	0.279	0.519	0.836	0.164	0.105	669
78/94/82	0.374	0.586	0.816	0.184	0.144	857
78/100/104	0.288	0.401	0.820	0.180	0.158	927
78/102/104	0.303	0.397	0.820	0.180	0.168	979
78/112/108	0.390	0.548	0.816	0.184	0.160	942

Примечание. Расчеты выполнены с помощью калибровочного уравнения [249]. Для расчетов использованы анализы рядом расположенных зерен шпинели и кордиерита из матрикса. $K =$

$$\left(X_{\text{Spl}}^{\text{Mg}} / X_{\text{Spl}}^{\text{Fe}} \right) \cdot \left(X_{\text{Crd}}^{\text{Fe}} / X_{\text{Crd}}^{\text{Mg}} \right)$$

Таблица Г.3 - Температуры и фугитивности кислорода, оцененные с помощью Ti-Mag-Ilm и QUILP термо-оксидометров

Образец	Анализы	X_{Usp}	X_{Ilm}	AS85		SL08			QUILP	
				$T, ^\circ C$	$\log_{10}fO_2$	$T, ^\circ C$	$\log_{10}fO_2$	ΔNN O	$T, ^\circ C$	$\log_{10}fO_2$
63	сросток 1									
	1-4, 1-2	0.668	0.899	1085	-9.8	1108	-8.8	-0.22	1090	-9.6
	1-5, 1-7	0.555	0.903	945	-11.7	956	-10.8	-0.13	948	-11.5
	сросток 2									
	2-1, 2-4	0.783	0.754	1730	-3.5	-	-	-	-	-
	2-5, 2-3	0.712	0.878	1245	-7.8	1177	-8.1	-0.42	1231	-7.8
	сросток 3									
	3-8, 3-7	0.412	0.916	810	-14.2	846	-12.5	-0.12	822	-13.7
	3-9, 3-7	0.446	0.916	830	-13.2	880	-12.0	0.03	840	-13.4
	сросток 4									
	4-5, 4-1	0.423	0.889	875	-12.5	905	-11.1	0.47	879	-12.2
	4-2, 4-3	0.387	0.881	870	-12.4	877	-11.6	0.50	869	-12.2
	сросток 5									
	5-20, 5-21	0.391	0.761	960	-10.3	965	-9.6	0.99	980	-9.8
	сросток 6									
	6-23*, 6-24	0.448	0.963	670	-19.3	750	-15.8	-1.10	727	-16.9
	4-25, 6-24	0.310	0.963	645	-19.8	668	-16.9	-0.15	685	-17.7
	сросток 7									
	7-66, 7-67	0.334	0.939	740	-16.1	738	-14.9	0.01	734	-16.0
	7-69, 7-67	0.270	0.939	720	-16.6	695	-15.5	0.52	711	-16.4
	7-70*, 7-67	0.444	0.939	770	-15.7	807	-13.9	-0.45	777	-15.2
	сросток 8									
	8-92, 8-91	0.290	0.967	580	-22.8	627	-18.1	-0.20	628	-20.1
	8-94*, 8-95*	0.419	0.919	805	-14.4	815	-13.4	-0.18	819	-13.8
67	019, 018	0.017	0.935	575	-18.8	-	-	-	-	-
	050, 049	0.023	0.960	545	-21.6	-	-	-	-	-

Примечание к таблице Г.3. AS85, SL05 – калибровочные уравнения Ti-Mag-Ilm термо-оксибарометра по [69] и [213] соответственно. Расчеты по уравнению AS85 выполнены с помощью программы ILMAT [176]. Расчеты по уравнению SL08 выполнены для 8 кбар. Расчеты на основе Qz-Usp-Ilm-Orx (QUILP) термо-оксибарометра выполнены с помощью программы QUILF [70] для 8 кбар. ΔNNO – значения фугитивности кислорода относительно Ni–NiO буфера.

* – анализы, полученные растровым методом