

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Вивдич Эмилия Сергеевна

**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ПОРОДАХ
МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)**

Научная специальность 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические
методы поисков полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Балтыбаев Ш.К.

Санкт-Петербург
2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	12
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	18
1.1. Инфракрустальные и супракрустальные образования докембрия.....	19
1.2. Магматические породы.....	20
1.3. Метаморфизм и <i>P-T</i> режим минералообразования.....	21
1.4. Структурные особенности пород Мейерской тектонической зоны.....	22
Краткие выводы к главе.....	23
ГЛАВА 2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ.....	24
2.1. Петрографическая характеристика пород.....	24
2.2. Особенности химического состава минералов.....	27
Краткие выводы к главе.....	33
ГЛАВА 3. ИЗОТОПНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ.....	34
3.1. U-Pb датирование монацита.....	34
3.2. Sm-Nd оценка возраста с построением минеральной изохроны.....	36
Краткие выводы к главе.....	37
ГЛАВА 4. СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ПОРОДАХ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ.....	38
4.1. Минералы и минеральные реакции прогрессивной стадии.....	38
4.2. Минералы и минеральные реакции пиковой и регрессивной стадий.....	38
Краткие выводы к главе.....	48
ГЛАВА 5. <i>P-T</i> УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.....	49
5.1. <i>P-T</i> оценки минералообразования прогрессивной стадии метаморфизма.....	49
5.2. <i>P-T</i> оценки минералообразования пиковой и регрессивной стадий метаморфизма.....	50
5.3. Сверхлитостатическое давление в метаморфических породах Мейерской тектонической зоны.....	54
5.4. Влияние реологических свойств пород и вариаций химического состава среды минералообразования на генерацию и сохранность парагенезисов сверхдавления.....	59
5.5. Термотектоническая численная модель эволюции <i>P-T</i> параметров в зоне надвига.....	65
5.6. Общий <i>P-T</i> тренд эволюции минералообразования.....	69
Краткие выводы к главе.....	71
ГЛАВА 6. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ.....	72
6.1. Состав флюида в минералообразующей среде.....	73
6.2. Результаты оценки активности воды.....	73
6.3. Численная термодинамическая модель флюидной системы H ₂ O–CO ₂ –NaCl.....	76

Краткие выводы к главе.....	79
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	80
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	82
СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ.....	84
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	85
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	96

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

В диссертационной работе рассматриваются закономерности метаморфического минералообразования в породах зоны сочленения двух крупнейших блоков Фенноскандинавского щита – Свекофеннского подаижного пояса (СПП) и Карельского кратона (КК). Эта зона известна под названием Раахе-Ладожской шовной структуры (рис. I-1-1, врезка), юго-восточный фрагмент которой на территории Северного Приладожья (Россия) представлен Мейерской тектонической зоной (МТЗ) (Балтыбаев и др., 1996; Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев, Вивдич, 2021).

На ранних этапах геологического изучения территории Северного Приладожья (1950-1980 гг.) уже отмечалось блоковое строение этого региона, и выделялись блоки с разным структурно-вещественным комплексом пород. Так, например, Н.Г. Судовиковым (Судовиков, 1954) выделялись три блока, а позднее группа исследователей (Геологическое развитие..., 1970) выделяла шесть блоков, основываясь на их разном структурном выражении и уровне метаморфизма пород.

В 90-е годы XX века, благодаря активному внедрению новой концепции тектонического развития Свекофеннского аккреционного пояса (Gaal, Gorbachev, 1987), был переосмыслен взгляд на блоковое строение Северного Приладожья и обоснована необходимость выделения двух принципиально важных блоков – Северного и Южного доменов, которые сочленяются по тектонической зоне, названной Мейерской (Балтыбаев и др., 1996).

Если ранее Северное Приладожье рассматривалось как область развития зонально-метаморфического комплекса с непрерывным прогрессивным метаморфизмом пород от биотитовой до гиперстеновой зоны (Геологическое развитие..., 1970; Нагайцев, 1974), более поздние работы (Балтыбаев и др., 1996; 2000; Шульдинер и др., 1997) выявили сложную полициклическую и полихронную природу этой метаморфической зональности. Наиболее принципиальным уточнением был факт сочленения гранулитов с породами амфиболитовой фации по тектонической зоне, представляющей собой систему надвигов. Именно минералообразованию в этой тектонической (надвиговой) зоне посвящена данная работа.

Эта надвиговая зона, получившая название Мейерской, сформировалась в результате выдвигания гранулитового блока (аллохтона) на менее метаморфизованный блок (автохтон). В современном понимании Мейерская тектоническая зона – одна из главнейших тектонических структур, отделяющих породы архейского и палеопротерозойского возраста окраины Карельского кратона от палеопротерозойских комплексов Свекофеннского подвижного пояса в юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

Процесс надвигообразования с последующей эксгумацией сопровождался рядом минеральных преобразований, не характерных для пород за пределами тектонической зоны. Однако до сих пор не было комплексных работ по изучению минеральных ассоциаций, а также обобщению многочисленных петрографических наблюдений о типах, последовательности и возможных путях протекания минеральных реакций, которые позволяют проследить метаморфическую эволюцию пород Мейерской тектонической зоны.

Диссертационная работа направлена на выявление, систематизацию и интерпретацию минеральных парагенезисов, в том числе реакционных структур в породах МТЗ; характеристику термодинамических условий, при которых происходили минеральные преобразования.

Цель и задачи исследования

Целью работы является выявление и анализ основных типов метаморфических минеральных реакций, реконструкция P - T - X ¹ условий и стадийности минералообразования в породах Мейерской тектонической зоны.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Минералогическая и петрографическая характеристика пород МТЗ с выявлением стадийности минералообразования и основных типов метаморфических минеральных реакций.
2. Анализ закономерностей изменения химического состава породообразующих минералов с оценкой P - T условий методами термо- и барометрии и моделированием минералообразования.
3. Оценка величины активности воды (a_{H_2O}) в метаморфическом флюиде при формировании различных минеральных парагенезисов в породах МТЗ.

Научная новизна и практическая значимость работы

Впервые установлена и описана последовательность формирования метаморфических минеральных парагенезисов в породах Мейерской тектонической зоны. Многочисленные термодинамические расчеты по ряду реакционных взаимоотношений, в том числе уникальной для Северного Приладожья декомпрессионной структуре с ортопироксен-плаггиоклазовыми симплектитам, замещающими зерна граната, позволили впервые построить P - T тренды для автохтонного и аллохтонного блоков надвига. По составу реликтовых минералов, обнаруженных в виде включений в порфиروبластах граната, впервые восстановлен фрагмент прогрессивной ветви минералообразования для автохтона, что помогло определить направленность P - T тренда для лежащего блока.

Впервые по парагенезисам с высококальциевым гранатом, основным плаггиоклазом, биотитом и амфиболом методом минеральной геотермобарометрии зафиксировано аномально

¹ P – давление, T – температура, X – геохимические параметры среды и флюида.

высокое давление, превышающее максимальные оценки давления регионального метаморфизма. Доказана возможность генерации локальных очагов сверхдавления в непосредственной связи с эволюцией надвига. Данное открытие дополняет пока еще малочисленные представления о механизме формирования тектонического избыточного давления. Полученные результаты являются важным примером использования комбинации методов геотермобарометрии и термомеханического численного моделирования при интерпретации последовательности минералообразования в умеренно-температурных сдвигово-надвиговых зонах.

Доказано, что активное замещение исходных парагенезисов водосодержащими минералами на регрессивной ветви сопряжено с увеличением роли водного флюида в тектонической зоне. Впервые дана количественная оценка активности воды и мольной доли компонентов метаморфического флюида при формировании метапелитовых и метабазитовых парагенезисов.

Впервые по результатам U-Pb датирования синтектонических пегматитов и Sm-Nd оценке возраста высококальциевого граната из гранат-амфибол-биотит-плагиоклазового гнейса установлен временной интервал формирования Мейерской тектонической зоны.

Фактический материал и методы исследований

Фактическую основу работы составляют материалы, собранные автором во время полевых работ (2020–2024 гг.) (108 образцов), а также данные (о 47 образцах) предшествующих исследователей Северного Приладожья (Ш.К. Балтыбаев, В.И. Шульдинер, А.З. Конников, Л.В. Травин, И.В. Козырева, А.В. Поваркова) из ВСЕГЕИ и ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург).

В ходе минералого-петрографических исследований с применением поляризационных микроскопов изучались метаморфические минеральные ассоциации пород аллохтонного и автохтонного блоков МТЗ. Из коллекции, насчитывающей 157 шлифов, для дальнейших исследований были выбраны наиболее представительные образцы (31 шлиф). Более 1500 анализов локального химического состава породообразующих минералов выполнено методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JEOL-JED-2200 в ИГГД РАН (аналитик – О.Л. Галанкина).

Проверка результатов рентгеноспектрального микроанализа и расчет химических формул минералов осуществлялись с помощью программ MINAL3 (автор Доливо-Добровольский Д.В., ИГГД РАН); электронная таблица Excel (Лососк, 2014) применялась для расчета формул амфиболов; программа WinCсac (Yavuz et al., 2015) – для расчета состава хлорита.

Анализ валового химического состава пород осуществлялся методом XRF на многоканальном спектрометре ARL-9800 (Институт Карпинского). В текущей работе использованы результаты анализа для 21 пробы.

В работе использовались три подхода минеральной геотермобарометрии:

1) «Классический» подход, был реализован на основе применения различных современных минеральных термометров и барометров. Для этой цели применялась программа PTQuick (Симаков, Доливо-Добровольский, 2009), а также программа GHP_win (Dale et al., 2000) для гранат-роговообманково-плагноклазовой (GHP) ассоциации.

2) Мультиравновесная термобарометрия с проверкой достижения равновесия в сосуществующих минеральных фазах производилась как методом TWEEQU (TWQ) в программе winTWQ v.264 (Berman, 1991, 2007), так и с применением модуля avPT программы THERMOCALC с базой данных ds55s (Holland, Powell, 1998).

3) Построение диаграмм-псевдосечений минеральной системы методом минимизации энергии Гиббса проводилось в программном комплексе Perple_X v. 7.16 и v. 7.19 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2025 г.) с использованием базы термодинамических данных hp62ver (Holland, Powell, 2011).

Термомеханическое моделирование проводилось в ходе совместной работы коллектива авторов (Ш.К. Балтыбаева, Э.С. Вивдич, О.П. Полянского, В.Г. Свердловой) из ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) и ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) для анализа тектоно-термальной эволюции коры в МТЗ. Исследования выполнены на основе 2D численной термомеханической модели с применением программного пакета MSC.Marc/Mentat 2010, модифицированного с учетом реологических свойств пород земной коры.

Оценка активности воды ($a_{\text{H}_2\text{O}}$) осуществлялась с помощью программы winTWQ (Berman, 1991, 2007). Термодинамическая модель поведения системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ анализировалась на основе уравнения взаимодействия флюида с твердой фазой NaCl (Иванов, Бушмин, 2021). Эта модель воспроизводит существующие экспериментальные данные (Котельников, Котельникова, 1990; Frantz et al., 1992; Aranovich, Newton, 1996; Shmulovich, Graham, 1999, 2004). Фазовые диаграммы, представленные в данном исследовании, построены М.В. Ивановым (ИГГД РАН).

U-Pb и Sm-Nd изотопные исследования проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton TI (Finnigan MAT, Германия) в изотопной лаборатории ИГГД РАН (аналитики – Н.Г. Ризванова, В.М. Саватенков).

Личный вклад автора

В течение 5 полевых сезонов автор отвечал за документацию геологических обнажений и сбор каменного материала. На лабораторном этапе автором проведены необходимые процедуры подготовки проб для дальнейших анализов, самостоятельное изучение коллекции петрографических шлифов, обработка микрозондовых данных. Автором произведены все термодинамические расчеты, приводимые как в тексте диссертации, так и в публикациях по теме диссертации. Ключевое значение имеет выполненная интерпретация обширного массива

минералогических, петрологических и термодинамических данных. В обязанности автора также входило описание геологической обстановки и истории геологического развития региона с целью постановки задач для термомеханического моделирования.

Апробация результатов

Итоги и промежуточные результаты проведенного исследования представлены в 13 публикациях (6 статей, 7 тезисов). Из 6 статей – 4 опубликованы в изданиях, входящих в базы данных систем «Scopus» и «Web of Science» («Геотектоника», «Петрология»).

Основные и промежуточные результаты работы по теме исследования были представлены на различных геологических конференциях и совещаниях, включая XXX юбилейную молодежную научную школу имени профессора В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2024. РУДОГЕНЕЗ»; IV конференцию, посвященную 90-летию со дня рождения заслуженного профессора МГУ Л.Л. Перчука; XXXIV, XXXII и XXXI Молодежные научные школы-конференции, посвященные памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова; VI Всероссийскую конференцию с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит»; Геологический Международный Студенческий Саммит.

Проведенные исследования были поддержаны грантом Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 23-27-00106, «Тектоно-метаморфическая эволюция зоны сочленения Свекофеннского аккреционного пояса и Карельского кратона на юго-востоке Фенноскандии», 2022–2024 (руководитель Ш.К. Балтыбаев).

Список основных работ по теме диссертации

1. Балтыбаев Ш. К., Вивдич Э. С., Полянский О. П., Свердлова В. Г. Динамическая составляющая давления при метаморфизме пород в зоне развития надвигов // Петрология. – 2025. – Т. 33. № 4. – С. 56-84. DOI: 10.31857/S0869590325040035
2. Вивдич Э. С., Балтыбаев Ш. К., Галанкина О. Л. Метаморфические минеральные реакции и парагенезисы в породах Мейерской тектонической зоны (юго-восток Фенноскандинавского щита, Россия) // Петрология. – 2024. – Т. 32. № 2. – С. 195–217. DOI: 10.31857/S0869590324020046
3. Балтыбаев Ш. К., Ризванова Н.Г., Вивдич Э.С., Лезжов А.М., Петракова М.Е., Юрченко А.В. О возрасте наиболее древних пегматитов свекофеннского блока в Северном Приладожье (ЮВ Фенноскандинавского щита) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2023. – № 4. – С. 36–46. DOI: 10.17308/geology/1609-0691/2023/4/36–46
4. Балтыбаев Ш. К., Вивдич Э. С., Галанкина О. Л., Борисова Е. Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. – 2022. – Т. 30. № 2. – С. 166–193. DOI:

10.31857/S0869590322020029

5. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): РТ-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. – 2021. – № 4. – С. 73-87. DOI: 10.31857/S0016853X21040032

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, раздела «Фактический материал, методы и методика», шести глав с краткими выводами после каждой из них, заключения, раздела со списком сокращений и условных обозначений, словаря терминов, списка литературы и приложений. Текстовый и иллюстративный материал изложен на 132 страницах, включает 46 рисунков, 6 приложений и 21 таблицу. Список литературы состоит из 123 наименований.

Во введении обоснована актуальность темы исследования, сформулированы цель и задачи диссертационной работы, указана ее научная новизна и значимость, описаны фактический материал и методы исследования, отмечен личный вклад автора, сформулированы защищаемые положения. В первой главе приведена краткая геологическая характеристика Северного Приладожья с указанием особенностей положения Мейерской тектонической зоны. Во второй главе дана петрографическая характеристика изученных метапелитов и metabазитов, охарактеризованы особенности химического состава породообразующих минералов. В третьей главе представлены результаты изотопного анализа минералов, позволяющие уточнить временной диапазон формирования МТЗ. В четвертой главе описано разнообразие наблюдаемых реакционных взаимоотношений и парагенезисов, отражающих стадийность минералообразования в тектонической зоне. В пятой и шестой главах приведены результаты оценки *P-T-X* условий формирования минеральных парагенезисов метапелитов и metabазитов. В заключении сформулированы основные выводы проведенного исследования.

Благодарности

Автор искренне благодарен научному руководителю Шаукету Каимовичу Балтыбаеву, без колоссального терпения, настойчивости и веры которого данная работа была бы невозможна.

Автор признателен коллегам Р.Л. Анисимову, Е.Б. Борисовой, М.Е. Петраковой за помощь во время сбора и обработки каменного материала в ходе полевых работ.

Изготовление петрографических и прозрачно-полированных шлифов, дробление и истирание проб, выделение мономинеральных концентратов осуществлялось членами минералогической группы ИГГД РАН – В.И. Саватеевым, А.М. Федосеенко, Н.П. Пугачёвой, Г.В. Платоновой, Л.А. Ивановой, Е.Л. Андроновой. Отдельную благодарность автор выражает специалистам из ИГГД РАН: О.Л. Галанкиной, проводившей рентгеноспектральный микроанализ; Н.Г. Ризвановой и В.М. Саватенкову, выполнявших изотопные исследования проб.

Автор выражает благодарность наставникам и старшим коллегам из лаборатории петро- и рудогенеза ИГГД РАН и кафедры петрографии ИНоЗ СПбГУ А.И. Брусницыну, П.Я. Азимову, Д.В. Доливо-Добровольскому, О.Л. Галанкиной, А.В. Юрченко, Р.Л. Анисимову за их бесценные советы, точные замечания, глубокие вопросы и полезные комментарии, позволившие улучшить работу и довести ее до финального состояния.

Автор благодарит О.П. Полянского, В.Г. Свердлову (ИГМ СО РАН), М.В. Иванова (ИГГД РАН), за помощь в исследованиях, П.С. Козлова (ИГГ УрО РАН) за обсуждение результатов и интерес к работе.

Особую благодарность автор испытывает по отношению к своей семье и близким людям, любовь и непрекращавшаяся поддержка которых помогли довести начатое дело до конца.

Основные научные результаты

1. Изучены минеральные реакции в метаморфических породах и восстановлен P – T тренд развития Мейерской шовной структуры, по которой протерозойский гранулитовый комплекс Свекофеннского пояса был надвинут на породы окраины архейского Карельского кратона (Балтыбаев, Вивдич, 2021; Вивдич и др., 2024). Личный вклад составляет не менее 55%.

2. Методами минеральной геобарометрии в парагенезисах метаморфических пород Мейерской тектонической зоны выявлены повышенные давления («overpressure»). Согласно полученным результатам, природа локального сверхлитостатического давления может объясняться тектоническим взаимодействием неоднородных по физико-механическим свойствам блоков (Балтыбаев и др., 2025). Личный вклад составляет не менее 35%.

3. Установлено, что замещение первичных парагенезисов парагенезисами с водосодержащими минералами сопряжено с увеличением роли водного флюида на регрессивном этапе метаморфизма; дана количественная оценка активности воды в метаморфическом флюиде (Балтыбаев и др., 2022). Личный вклад составляет не менее 50%.

4. U – Pb датированием монацита из синтетектонических пегматитов, а также Sm – Nd анализом высококальциевого граната уточнен временной интервал формирования Мейерской зоны (Балтыбаев и др., 2023). Личный вклад составляет не менее 30%.

Положения, выносимые на защиту

1. В Мейерской тектонической зоне фиксируются признаки многостадийного минералообразования. На начальном этапе регрессивных преобразований происходит декомпрессия в условиях гранулитовой фации, во время которой образуются ортопироксен-плагиоклазовые симплектиты по порфиробластам граната.

2. Последующие за декомпрессией минеральные ассоциации формируются при постепенном снижении давления и температуры и возрастающей роли метаморфического водного флюида. Его миграция в тектонически ослабленных породах привела к формированию

многочисленных парагенезисов с водосодержащими минералами. Активность воды в метаморфическом флюиде в изученной зоне составляла 0.2–0.5 при формировании минеральных парагенезисов в метапелитах и метабазитах.

3. В метапелитовых и метабазитовых минеральных парагенезисах Мейерской тектонической зоны фиксируется давление, на 1–6 кбар превышающее литостатическое. Это превышение давления имеет тектоническую природу.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые работы проводились в период с 2020 по 2024 годы на территории, охватывающей участок от широты п. Реускула до широты г. Сортавалы (Республика Карелия). В ходе маршрутов задокументировано 82 обнажения, отобрано 108 образцов пород пелитового и базитового состава. Изготовление из отобранных образцов прозрачных (108 шт.), прозрачно-полированных шлифов (107 шт.) производилось в шлифовальной мастерской минералогической группы ИГГД РАН (шлифовщик – В.И. Саватеев).

В ходе исследования были обобщены результаты минералого-петрографического изучения коллекции, насчитывающей порядка 157 образцов метаморфических пород. Значимую её часть (49 шт.) составляют материалы предшествующих исследователей из ВСЕГЕИ и ИГГД РАН (Ш.К. Балтыбаев, В.И. Шульдинер, А.З. Конников, Л.В. Травин, И.В. Козырева, А.В. Поваркова), участвовавших в поисково-съёмочных работах на территории Карелии в конце 1980-х – 2000-х годах. Для более подробных лабораторных исследований из всей коллекции выбран 31 образец.

Петрографический анализ шлифов осуществлялся автором работы в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) при помощи поляризационных микроскопов «Olympus BX 53» и «ПОЛАМ РП1М». Фотографии шлифов сделаны с использованием программно-управляемых цифровых фотокамер, установленных на микроскопах и связанных с персональным компьютером.

Изучение состава минеральных фаз проводилось методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JEOL-JED-2200 (JEOL, Япония) в ИГГД РАН (аналитик – О.Л. Галанкина). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод способа учета матричных эффектов. Стандарты состава – природные минералы, чистые оксиды и металлы. Предел обнаружения определяемых элементов составляет 0.1 вес. %. Всего для 31 образца было сделано более 1500 локальных определений химического состава минералов.

Расчет кристаллохимических формул минералов по результатам рентгеноспектрального микроанализа осуществлялся, в основном, при помощи программы MINAL3 (автор Доливо-Добровольский Д.В., ИГГД РАН), позволяющей проводить быструю первичную обработку больших массивов данных, включая определение минералов по их составу, сравнение и отбраковку анализов. Расчет величин формульных коэффициентов осуществляется одновременно по зарядам (расширение «кислородного» метода) и по атомам (расширение «катионного» метода). За исключением амфибола и хлорита, представленные в данной работе формулы минералов были получены в программе MINAL3.

Для расчета состава амфиболов применялась электронная таблица Excel (Лососк, 2014), предназначенная для классификации химических анализов ромбических и моноклинных

амфиболов в соответствии с номенклатурой, предложенной International Mineralogical Association (ИМА) в 2012 году. Для каждого анализа определяется группа, подгруппа и название минерального вида, а также формула на основе 24 анионов. Удобным дополнением является автоматическое построение в MS Excel классификационных диаграмм. Электронная таблица позволяет работать с большим массивом данных и подкреплена результатами более 650 анализов амфиболов, взятых из литературы.

Программа WinCсac v.1.10 (Yavuz et al., 2015) использовалась для расчета структурных формул хлорита. Программа создана для прогнозирования распределения катионов по различным структурным позициям (тетраэдрическим, октаэдрическим, межслоевым). Также возможна термометрия хлорита. WinCсac позволяет работать сразу с множеством анализов химического состава, редактировать файлы MS Excel, а также генерировать и сохранять расчеты для дальнейшей оценки данных и построения графиков.

Химический состав пород определялся методом рентгенофлуоресцентного (XRF) анализа в лаборатории Института Карпинского (г. Санкт-Петербург) на рентгеновском спектрометре ARL 9800. Согласно методике, порошковая проба смешивается с флюсом (50% метабората лития, 50% тетрабората лития) в отношении 1:9, затем плавится в золото-платиновых тиглях и далее прессуется в таблетку. В зависимости от измеряемого компонента нижний предел определения концентрации оксидов колеблется в диапазоне 0.01–0.05 вес. %. В работе используются результаты определения валового химического состава пород для 21 образца.

Минеральная геотермобарометрия осуществлялась с использованием трех существующих в ней подходов.

«Классический» подход применялся для выявления термодинамического режима поздней стадии эволюции метapelитов с характерным парагенезисом $Grt + Bt \pm Ms + Pl + Qz$. Из более чем 30 версий гранат-биотитового термометра, версия (Holdaway, 2000) дает наименьшую абсолютную ошибку ($\pm 25^\circ\text{C}$) при воспроизведении экспериментальных температур (Ferry, Spear, 1978; Perchuk, Lavrent'eva, 1983) в широком диапазоне температур от 550 до 950°C. Термометр (Holdaway, 2000) и GASP (гранат-Al-силикат-плагиоклаз-кварцевый) барометр (Holdaway, 2001) были использованы Ву с коллегами (Wu et al., 2006) при разработке гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого (GBPQ) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового (GBMP) (Wu, 2015) барометров.

При термометрии парагенезисов, содержащих пироксен и гранат, использовались калибровки гранат-ортопироксенового геотермометра (Harley, 1984) и (Lavrent'yeva, Perchuk, 1990), справедливые в диапазоне температур и давлений соответственно 800–1200°C, 5–30 кбар и 700–1500°C, 5–50 кбар.

Все вышеуказанные минеральные термометры и барометры включены в программу PTQuick (Симаков, Доливо-Добровольский, 2009), которая представляет собой банк

инструментов для геотермобарометрии. Данный пакет совместно со вспомогательными программами PTQ_Comb и PTQ_Avg (Доливо-Добровольский, 2016а, 2016б) был использован для расчета P - T параметров минералообразования в том случае, если состав минералов находился в пределах, рекомендованных при калибровке инструмента, и предполагалось достижение химического равновесия между сравниваемыми минералами.

Метод минеральной термобарометрии с применением гранат-роговообманково-плагиоклазового (GHP) термобарометра реализуется в программе GHP_win (Dale et al., 2000). Температура рассчитывается по гранат-роговообманковому термометру, давление – как среднее ($avPT$) из оценок трех (тремолит-чермакитового, тремолит-паргаситового и тремолит-глаукофанового) барометров. Для расчетов требуется ввести химический состав роговой обманки и минеральный состав сосуществующих граната и плагиоклаза.

Для получения значений P и T с проверкой достижения равновесия в минеральных ассоциациях применен метод TWEEQU (то же TWQ), позволяющий рассчитать все возможные минеральные реакции с участием чистых фаз и минералов-твердых растворов с учетом активностей их минералов. Этот подход реализован в компьютерной программе winTWQ (Berman, 1991, 2007), которая использовалась совместно с дополнениями TWQ_Comb и TWQ_View (Доливо-Добровольский, 2006а, 2006б). Преимущество применения данного подхода, в отличие от «классической» геотермобарометрии, заключается в использовании для всех минералов внутренне согласованной термодинамической базы данных. В расчетах применялась база JUN92 (Berman, 1988) для минералов из метаморфических пород базитового состава и DEC06 (Berman, Aranovich, 1996; Berman et al., 2007) для минералов метапелитов. Метод мультиравновесной термобарометрии по характеру взаимного пересечения линий минимум трех независимых реакций (IR) на P - T диаграмме позволяет судить о наличии или же отсутствии термодинамического равновесия между минералами при конкретных значениях давления и температуры.

Метод $avPT$ программного комплекса THERMOCALC (версия 3.40) совместно с программой TC_Comb (Доливо-Добровольский, 2013) применялся для оценки P - T условий образования ставролита, твердый раствор которого отсутствует в базе данных TWQ, а также хлорит- и амфиболсодержащих парагенезисов в метабазах. Использовалась база данных tc-ds55s (Holland, Powell, 1998).

Моделирование минеральных парагенезисов с помощью программного комплекса Perple_X основано на минимизации энергии Гиббса минеральной системы. Диаграммы псевдосечения построены в программе версий 7.16–7.19 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2025 г.). В расчетах применялась база термодинамических данных hp62ver (Holland, Powell, 2011). Диаграммы рассчитаны при условии наличия углекислотно-водного флюида, xCO_2 в котором

менялась от 0.3 до 0.5 в зависимости от образца. Для расчетов по составам метапелитов выбраны модели твердых растворов граната – Gt(W), биотита – Bi(W), полевого шпата – Fsp(C1), ортопироксена – Орх(W), кордиерита – hCrd, хлоритоида – Ctd(W), шпинели – Sp(WPC), ставролита – St(W), белых слюд – Mica(W), хлорита – Chl(W), ильменита – Ilm(WPH) и расплава – melt(W) в системе MnO-TiO₂-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂ (White et al., 2014). В расчетах по составам метабазитов к набору указанных выше моделей добавлялись клинопироксен – Augite(G), моноклинный амфибол – cAmph(G), эпидот – Ep(HP11); модель ильменита заменена на Ilm(W), а расплава – на melt(G) (Green et al., 2016); ставролит и кордиерит не учитывались. Изолинии содержания минералов (изомоды) и состава минералов (изоплеты) построены в модуле WERAMI программного комплекса Perple_X.

Моделирование тектоно-термальной эволюции коры в зоне развития надвига выполнено коллегами О.П. Полянским и В.Г. Свердловой в лаборатории метаморфизма и метасоматоза ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) для 2D численной термомеханической модели с применением программного пакета MSC.Marc/Mentat 2010. Описание методики и этапов построения численной модели приведено в Главе 5.

Оценка активности воды (aH₂O) проводился в компьютерной программе winTWQ v.264 на базе термодинамических свойств минералов и твердых растворов JUN92 (Berman, 1988) для амфиболсодержащих парагенезисов метабазитов и DEC06 (Berman, Aranovich, 1996; Berman et al., 2007) для метапелитов, содержащих калиевый полевой шпат, одну или две слюды. Применимость пакета TWQ для расчета параметров флюида рассматривалась ранее в ряде работ, например, (Aranovich, Newton, 1996, 1999). Использовались термодинамические свойства воды по (Naar et al., 1984), двуокиси углерода – по (Mader, Berman, 1991), смешение воды и углекислоты принято идеальным.

Термодинамическая модель системы H₂O–CO₂–NaCl позволяет вычислять многочисленные термодинамические величины, характеризующие флюид: его гомогенность или многофазность, наличие или отсутствие твердого NaCl, активности компонентов, плотности флюидных фаз и концентрации компонентов в сосуществующих фазах (Иванов, Бушмин, 2021). Фазовые диаграммы для заданных *P-T* параметров, представленные в нашем исследовании, построены М.В. Ивановым (лаборатория флюидных процессов, ИГГД РАН).

Модель основана на уравнении для избыточной свободной энергии Гиббса для системы H₂O–CO₂–NaCl с учетом взаимодействия флюида с твердой фазой NaCl. *P-T* зависимости коэффициентов уравнения для избыточной свободной энергии Гиббса выражены через мольные объемы воды и CO₂ при соответствующем давлении и температуре. Численные параметры модели получены из условия наилучшего соответствия экспериментальным данным по фазовому состоянию флюидной системы в диапазоне давлений 1–9 кбар и в диапазоне температур 500–

930°C (Котельников, Котельникова, 1990; Frantz et al., 1992; Aranovich, Newton, 1996; Shmulovich, Graham, 1999, 2004). Подробные формулировки уравнений и описание метода приведены в работах (Иванов, Бушмин, 2019, 2021).

Изотопные анализы проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton TI (Finnigan MAT, Германия) в изотопной лаборатории ИГГД РАН (аналитики Н.Г. Ризванова, В.М. Саватенков).

Для U-Pb изотопного анализа из проб пегматитов был выделен монацит, который исследовался под оптическим микроскопом в проходящем свете и в режиме отраженных электронов на сканирующем электронном микроскопе. После описания морфологии, размера, цвета, степени прозрачности и анализа внутреннего строения зерен осуществлялось выделение Pb и U из монацита с помощью HCl на ионообменной смоле BioRad AG 1-X8. Для изотопных исследований использовался трассер ^{235}U - ^{208}Pb . Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Точность определения содержаний U и Pb, а также U/Pb отношений – 0.5%. Холостое загрязнение не выше 25 пг Pb и 5 пг U.

При Sm-Nd изотопном анализе монофракции минералов (граната, плагиоклаза, биотита) предварительно очищались под биноклем, после чего подвергались кислотному выщелачиванию (2N раствор HCl) для удаления поверхностных вторичных изменений. После предварительной подготовки монофракции минералов, вместе с валовой пробой истёртой в пудру, разлагались в смеси концентрированных кислот HF:HNO₃:HClO₄ в пропорции 5:1:1 в закрытой фторопластовой посуде Savillex® при 120 C в течение 24 часов. Перед разложением к пробам добавлялся смешанный трассер ^{149}Sm - ^{150}Nd . Затем, после выпаривания, пробы подвергались воздействию концентрированной царской водки (смесь HCl:HNO₃) в течение 24 часов с целью удаления фторидов. После этого пробы выпаривались и переводились в солянокислую формы. Выделение суммы PЗЭ проводилось на ионообменной смоле BioRad® согласно методике (Саватенков и др., 2004). Последующее выделение Sm и Nd из суммы PЗЭ проводилось на ионообменной смоле Ln-Resin (Eichrom®) согласно методике (Mikova, Denkova, 2007). Определение изотопного состава проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Определение концентраций Sm и Nd и отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ проводились методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует ±0.5%. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Sm, 0.1 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): [Sm] = 6.47 мкг/г, [Nd] = 28.13 мкг/г, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ = 0.1380, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512642±14. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандарта

JNdi-1. За период измерений величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 составила 0.512098 ± 8 (2σ , 12 измерений). Изотопный состав Nd нормализовался по величине $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав Nd приведен к аттестованному значению стандарта JNdi-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512117$ (Tanaka et al., 2000).

Расчёт возраста на основе полученных Sm-Nd данных проводился в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018).

К **вспомогательным** инструментам относятся программы пакета Microsoft Office, применявшиеся для форматирования текста работы и таблиц, а также CorelDraw, использовавшийся для создания и редактирования векторного графического материала.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологические комплексы Северного Приладожья расположены в юго-восточной части Раахе-Ладожской шовной структуры и прилегающей части Свеккофеннского подвижного пояса (СПП) (рис. I-1-1). Часть Северного Приладожья, относящаяся к Раахе-Ладожской зоне, выделяется в качестве Северного домена, а относящаяся к СПП – как Южный домен. Мейерская тектоническая зона в виде надвига разделяет эти два домена.

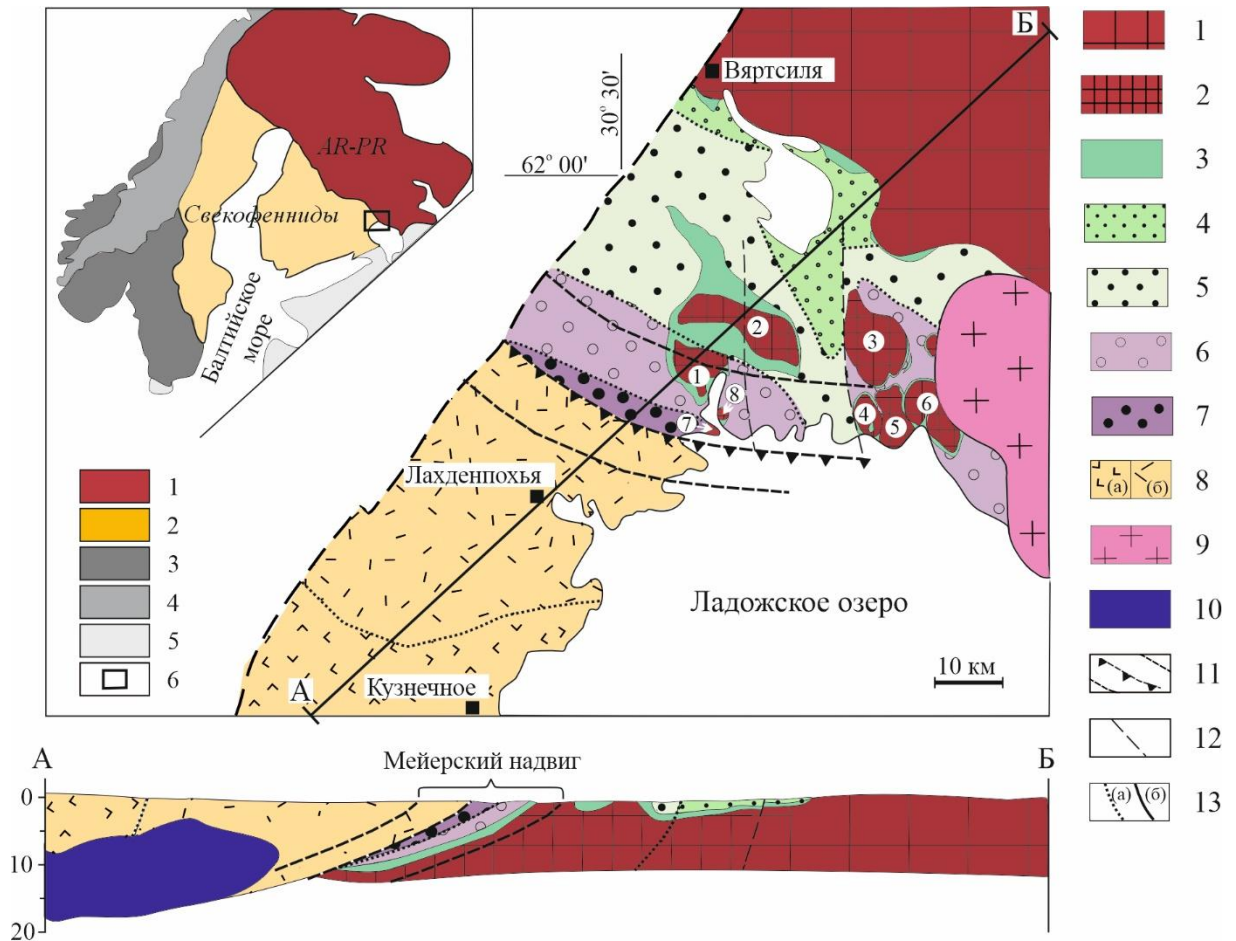


Рисунок I-1-1. Схематическая карта участка исследований с отображением метаморфической зональности Северного Приладожья по (Балтыбаев и др., 2009). 1 – архейские породы КК; 2 – выступы архейского фундамента в ядрах окаймленных гнейсовых куполов (1 – Сортавальский, 2 – Кирьяволахтинский, 3 – Коккасельский, 4 – Импилахтинский, 5 – Мурсульский, 6 – Питкярантский, 7 – Иниварский, 8 – Хавусский); 3 – метавулканы сортавальской серии; 4–7 – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров ладожской серии с метаморфическими парагенезисами биотит-хлоритовых (4), ставролитовых, андалузитовых (5) и силлиманит-мусковитовых (6) сланцев, силлиманит-ортоклазовых (7) гнейсов; 8 – раннепротерозойские породы области мигматизации (СПП): Приозерская зона (а) и Лахденпохская зона (б); 9 – граниты рапакиви; 10 – эндербиты; 11 – главный сместитель и условные северная и южная границы Мейерской тектонической зоны; 12 – тектонические разломы; 13 – границы между: породами разных метаморфических зон (а), сериями пород (б). На врезке. Положение svecofennid в структурах региона. 1 – архейские породы Фенноскандинавского щита (интракратонные протерозойские структуры для упрощения схемы не показаны), 2 – svecofennid, 3 – дальсланиды, 4 – каледониды, 5 – рифейский чехол, 6 – участок исследований.

МТЗ протягивается более чем на 40 км, плавно меняя субширотное простирание у северо-западной береговой линии Ладожского озера в России на северо-западное направление далее на территории Финляндии. Плоскость сместителя надвига падает на юг под углом примерно 20°–30°; видимая мощность МТЗ – около 20 км, а реконструированная истинная мощность составляет 6–8 км (рис. I-1-1, разрез). Северная и южная границы тектонической зоны проводятся условно по изменению падения структур от преобладающих пологопадающих внутри неё к крутопадающим за ее пределами.

Как было сказано выше, Мейерская тектоническая зона делит Северное Приладожье на два домена – Южный и Северный, фрагменты которых на площади МТЗ рассматриваются как аллохтонный и автохтонный блоки.

1.1. Инфракрустальные и супракрустальные образования докембрия

По возрасту протолита породы региона делятся на архейский и протерозойский комплексы, которые, соответственно, составляют инфракрустальный и супракрустальный комплексы Северного Приладожья.

Породы архейского возраста присутствуют только в автохтонном блоке МТЗ. Для них характерны куполовидные структуры, получившие название «окаймленных гнейсовых куполов» («mantled gneiss domes») (Eskola, 1949). Купола состоят из гранито-гнейсовых ядер архейского возраста, обрамленных протерозойскими амфиболитами с горизонтами метакварцитов в основании. Архейский возраст (2.7–2.6 млрд лет) протолита гранито-гнейсовых куполов установлен U-Pb датированием циркона (Тугаринов, Бибилова, 1980, Мыскова и др., 2012; Вревский, 2021).

Основание супракрустального комплекса представлено ятулий-людиковийской сортавальской серией. Как и архейские породы, породы данной серии распространены только в автохтонном блоке (Северном домене) и отсутствуют в аллохтоне (Южном домене). Породы сортавальской серии обнажаются непосредственно в обрамлении архейских пород окаймленных гнейсовых куполов (Светов, Свириденко, 1992). Основу рассматриваемой серии составляют вулканиты базитового состава (базальты толеитового ряда) и их туфы. В зависимости от положения в метаморфической зональности, породы в разной степени метаморфизованы, превращены в амфиболовые сланцы и амфиболиты. В толще сортавальской серии также известны два карбонатных горизонта – нижний и верхний (Кицул, 1963; Предовский и др., 1967; Хазов, 1973). Проведенные изотопные исследования (Горохов и др., 2021; Кузнецов и др., 2021) показали, что породы нижнего карбонатного горизонта представлены осадками мелководных частично изолированных палеобассейнов, а отложения верхнего горизонта – осадками дистальной части обширного морского палеобассейна. Согласно результатам

геохронологических исследований, время накопления сортавальской осадочно-вулканогенной серии оценивается в диапазоне от 2.07–2.10 млрд лет (Матреничев, Матреничев, 2010) до 1.99–1.92 млрд лет (Балтыбаев и др., 2000; Матреничев и др., 2006).

Большую часть протерозойского разреза составляют терригенные отложения калевия, представленные метаморфизованными турбидитами (флишем) ладожской серии, с перерывом перекрывающими толщи сортавальской серии. Породы этого терригенного комплекса в зависимости от положения в метаморфической зональности подверглись метаморфической переработке в разной степени. В северной низкотемпературной зоне значительное место в разрезах занимают слюдистые сланцы, подчиненное – высокоглиноземистые и карбонатные метаморфизованные породы (Кицул, 1963). В участках, где сохранились исходные литологические признаки, диагностируются песчаники и алевролиты с редкими пропластками гравелитов, также распознается ритмичная градационная слоистость, свойственная турбидитовым толщам (Геологическое развитие ..., 1970; Ладожская ..., 2020). В аллохтоне, в силу высокой степени метаморфизма и потери признаков стратификации, метатурбидиты объединены в лахденпохскую метаморфическую серию (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000). В составе ладожской и лахденпохской серий также присутствуют известково-щелочные и субщелочные метавулканиды. Диапазон накопления вулканогенно-осадочных пород указанных серий оценивается в 1.92–1.88 млрд лет (Baltybaev, Levchenkov, 2005; Матреничев и др., 2006; Мыскова и др., 2012).

1.2. Магматические породы

Интрузивные образования распространены как в автохтонном, так и аллохтонном блоках МТЗ. Наиболее древние из них – ранне- и синорогенные куркиекский норит-эндербитовый и лауватсарско-импиниевский габбро-диорит-тоналитовый комплексы, проявленные небольшими, часто пространственно-сгруппированными массивами (Шульдинер и др., 1995; Балтыбаев и др., 2000). U-Pb возраст пород обоих комплексов близкий – 1.88 и 1.87 млрд лет, соответственно (Богачев и др., 1999; Балтыбаев и др., 2004а).

В двух блоках присутствуют фрагменты сильно метаморфизованных даек основного и среднего состава, секущих породы норит-эндербитового и габбро-диорит-тоналитового комплексов. Время внедрения и метаморфизма даек – 1.866 млрд лет (Балтыбаев и др., 2006).

Позднеорогенные калиевые граниты S-типа в МТЗ слагают крупные плутоны, иногда мигматит-плутоны. Согласно U-Pb возрастам циркона и монацита из пород наиболее крупных интрузивных тел, они образовались 1.87–1.86 млрд лет назад (Konopelko, Eklund, 2003; Балтыбаев и др., 2004а; 2004б).

Повсеместно в пределах МТЗ встречаются разноориентированные гранитные пегматиты.

Их мощность обычно не превышает 0.5–1 м.

1.3. Метаморфизм и *P-T* режим минералообразования

Северное Приладожье является областью зонального метаморфизма низких-умеренных давлений (бьюкенский тип) (Нагайцев, 1974). Уровень метаморфизма в Северном домене увеличивается по мере движения от Карельского кратона на юг: от зеленосланцевой фации на севере до ставролитовых субфаций амфиболитовой фации в средней части и силлиманит-мусковитовой субфации и зоны мигматитов на юге. Южный домен характеризуется уровнем метаморфизма гранулитовой фации, что позволяет рассматривать его как высокотемпературное ядро Приладожского метаморфического комплекса (Балтыбаев и др., 2005а).

Изучение эволюции термального режима петрологическими и геохронологическими методами позволило выявить полихронную природу раннепротерозойской метаморфической зональности (Балтыбаев и др., 2005а). Согласно данным U-Pb изотопного датирования метаморфогенного циркона и монацита, главное метаморфическое событие имеет возраст ~ 1.88–1.86 млн лет; оно проявлено в обоих доменах (Балтыбаев и др., 2004а; 2005а; 2009; Ладожская ..., 2020); второе метаморфическое событие возрастом ~ 1.80–1.79 млрд лет отразилось преимущественно на породах Северного домена (Балтыбаев и др., 2005а; Ладожская ..., 2020). Значительно более поздние, 0.4–0.5 млрд лет, низкотемпературные метаморфические преобразования проявлены в небольших зонах дислокаций (Балтыбаев и др., 2017).

Все породы в автохтонном блоке были подвержены двум указанным этапам высокотемпературного метаморфизма. В условиях амфиболитовой фации умеренных и низких давлений температура пика регионального метаморфизма пород блока не превышала 650–700°C при давлении 5–6 кбар (Балтыбаев и др., 2009; 2022; Балтыбаев, Вивдич, 2021). Также здесь фиксируются первые признаки мигматизации в виде редких лейкосом в мусковит-биотитовых гнейсах (Балтыбаев и др., 2000).

Уровень метаморфизма пород аллохтонного блока соответствует условиям гранулитовой фации умеренных и низких давлений. Породы сильно мигматизированы и ретроградно изменены (Балтыбаев, Вивдич, 2021). Регрессивные процессы наиболее интенсивно проявлены внутри МТЗ в зонах пологого рассланцевания. Предшествующие исследователи оценивают *P-T* параметры пиковой стадии как 750–850°C при 5–6 кбар (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2004а; 2009). Поздние (~ 1.80 и ~ 0.4 млрд лет назад) метаморфические преобразования в этом блоке проявились локально и фиксируются при U-Pb датировании циркона по нижнему пересечению дискордии с конкордией (0.4 млрд лет), а также возрасту апатита и монацита (1.80 млрд лет) из метаморфизованных плагиогранитов (Балтыбаев и др., 2005б).

1.4. Структурные особенности пород Мейерской тектонической зоны

Структурные особенности пород МТЗ позволяют интерпретировать ее как систему надвигов, в которой преобладают пологопадающие на юг структуры, одинаково распространенные на севере и юге от главного сместителя, положение которого надежно устанавливается в южной оконечности о. Хавус (рис. I-1-1). Благодаря хорошей обнаженности пород в его береговой зоне можно выявить наличие резкого контакта слабо- и сильнометаморфизованных пород, относящихся к разным блокам. Развитие специфических для указанного участка линзовидно-полосчатых мигматитов указывает на проявление сдвиговых деформаций.

Наличие в автохтонном блоке архейских гранито-гнейсов в центральных частях купольных структур, которые хорошо выделяются геологическими и геофизическими методами картирования, позволяет установить существенно искаженную морфологию куполов внутри МТЗ: они сильно наклонены к северо-востоку вплоть до образования опрокинутых и лежащих складок. Таковы небольшие Иниварский и Хавусский купола, а также южный борт крупного Сортавальского купола, в отличие от сохранившего крутое залегание северного борта (рис. I-1-1, разрез). Эти соотношения свидетельствуют о позднем возрасте пологих дислокаций, наложенных на изначально крутопадающие структуры гнейсовых куполов, которые наблюдаются значительно севернее МТЗ (Кирьяволахтинский, Коккасельский купола и др.).

Характерным структурным элементом пород МТЗ является выдержанное пологое залегание метаморфической полосчатости, сланцеватости пород, а также минеральной линейности. Полого падающая на юг и юго-запад полосчатость в толщах МТЗ выражена чередованием гнейсов, кристаллических сланцев и лейкосом мигматитов, а сланцеватость ориентирована параллельно ей. Для тектонической зоны также характерно формирование линзовидных тел гранитоидов, которые испытали сильное растяжение и ориентированы параллельно мономинеральной и агрегатной линейности с пологим падением на юг и юго-запад. Указанная линейность фиксируется по шарнирам мелких складок, отдельным вытянутым будинам (Балтыбаев и др., 2000).

В целом, наблюдаемые в МТЗ структурно-кинематические элементы свидетельствуют о тектоническом перемещении вещества с юга на север в современных координатах, т.е. надвиге пород аллохтонного Свекофеннского блока на относительно низкотемпературные метаморфические породы окраины Карельского кратона.

Краткие выводы к главе

Породы Северного Приладожья находятся в зоне стыка архейского Карельского кратона и протерозойского Свекофеннского подвижного пояса – двух крупнейших блоков Фенноскандинавского щита. Указанные блоки сочленяются по тектонической зоне, описанной в данном регионе как Мейерская тектоническая зона. Эта зона представляет собой систему надвигов, разделяющую комплексы породы региона на два домена – Северный и Южный.

Основное различие двух доменов заключается в том, что в Южном не только нет пород архейского возраста, но в нем не выявлены породы, по возрасту соответствующие метавулканитам сортавальской серии, которые занимают низы протерозойского разреза в Северном домене. Толщи Южного домена представляют фрагмент новообразованной свекофеннской коры в составе Свекофеннского аккреционного пояса, а толщи Северного домена содержат комплекс архейских и протерозойских пород краевой части Карельского кратона.

Фрагменты Северного и Южного доменов на площади Мейерской надвиговой зоны рассматриваются нами как автохтонный и аллохтонный блоки. Плоскость сместителя надвига имеет субширотное простирание и пологое ($20\text{--}30^\circ$) падение на юг.

В автохтоне породы метаморфизованы до уровня амфиболитовой фации умеренных и низких давлений, слабо мигматизированы. В аллохтонном блоке все породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных и низких давлений, а в последующем регрессивно изменены в условиях амфиболитовой и более низкотемпературной фации метаморфизма.

Наблюдаемая в МТЗ субмеридиональная линейность в метаморфических породах отражает растяжение толщ во время тектонического движения с юга на север в современных координатах. Благодаря такому направлению тектонической транспортировки вещества главной особенностью исследуемой зоны является выдержанное пологое залегание метаморфической полосчатости, сланцеватости и линейности.

ГЛАВА 2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

2.1. Петрографическая характеристика пород

Породы Мейерской тектонической зоны представлены преимущественно метавулканитами сортавальской серии и метаморфизованным флишем ладожской (в пределах автохтона) и лахденпохской серий (в пределах аллохтона).

На схеме распространения метаморфических минеральных парагенезисов (рис. П-1-1) видно, что породы гранулитовой фации (имеющие гиперстенсодержащие и двупироксеновые минеральные парагенезисы) встречаются исключительно в аллохтоне. В этом блоке развиты гранат-биотитовые, гранат-пироксеновые, куммингтонит-, кордиерит- и силлиманитсодержащие парагенезисы и мигматиты, встречаются метаморфизованные гранитоиды и габброиды.

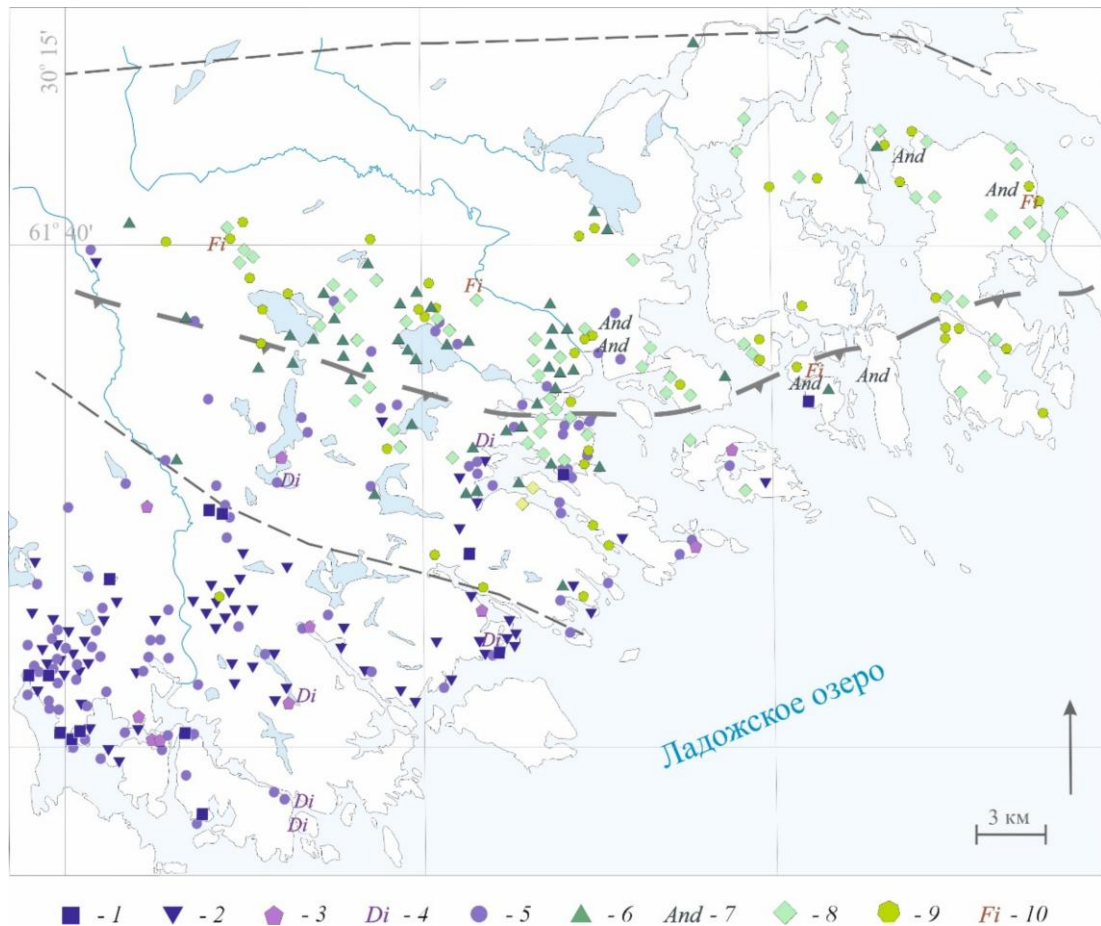


Рисунок П-1-1. Минеральные парагенезисы в орто- и парагенейсах Мейерского надвига. По (Балтыбаев и др., 2009) с дополнениями. 1 – ортопироксенсодержащие метапелиты, 2 – ортопироксенсодержащие metabазиты, 3 – двупироксеновые гнейсы, 4 – клинопироксеновые гнейсы, 5 – парагенезисы с волокнистым (апогиперстеновым) куммингтонитом; 6–10 – сланцы и гнейсы, содержащие: 6 – светлый (преимущественно вторичный) амфибол, 7 – вторичный андалузит, 8 – мусковит (первичный и вторичный), 9 – вторичный хлорит, 10 – вторичный фибролит. Двумя серыми пунктирными линиями показаны условные северная и южная границы Мейерского надвига. Жирной пунктирной линией со стрелками показано положение и направление падения главного сместителя надвига.

Вследствие мигматизации большинство пород превращены в полосчатые, линзовидно-полосчатые (в зоне сместителя) и сетчатые мигматиты, различающиеся между собой количественными соотношениями фельзических и мафических минералов. В лейкосомах мигматитов кроме полевых шпатов и кварца часто развиты гранат и биотит, редко встречаются кордиерит и силлиманит. В мелано- или мезосомах перечисленные темноцветные минералы могут занимать до 40% объема.

Хлоритовые, мусковитовые парагенезисы больше распространены в автохтонном блоке даже несмотря на то, что эти минералы, как правило, наложены на ранние минеральные парагенезисы (рис. II-1-1). В автохтоне развиты гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые, гранат-мусковит-биотитовые, куммингтонит- и силлиманитсодержащие парагнейсы, метагранитоиды и амфиболиты.

Изученные образцы по химическому составу протолита делятся на две группы: метапелиты и metabазиты.

Среди метапелитов преобладают гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные и кордиерит-и/или силлиманитсодержащие гнейсы. Для пород характерна ориентированная текстура, преимущественно кристаллобластовая (лепидонематобластовая, нематолепидобластовая, реже лепидо- и нематогранобластовая) и порфиробластовая, мелко-среднезернистая, часто неравномернозернистая структура (рис. II-1-2). Породообразующими минералами метапелитов являются гранат, биотит, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат. Более поздние ассоциации включают мусковит, часто развивающийся по калиевому полевому шпату. Второстепенными минералами являются кордиерит и силлиманит. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, монацит, циркон, турмалин, ксенотим. Несколько зерен ставролита были обнаружены в виде включений в порфиробласте граната (в единственном образце Б-20-458). В породах присутствуют ильменит и рутил, реже – сульфиды (пирротин, халькопирит, пирит). Зерна всех минералов преимущественно гипидиоморфные и ксеноморфные, редко встречаются идиоморфные гранат и биотит.

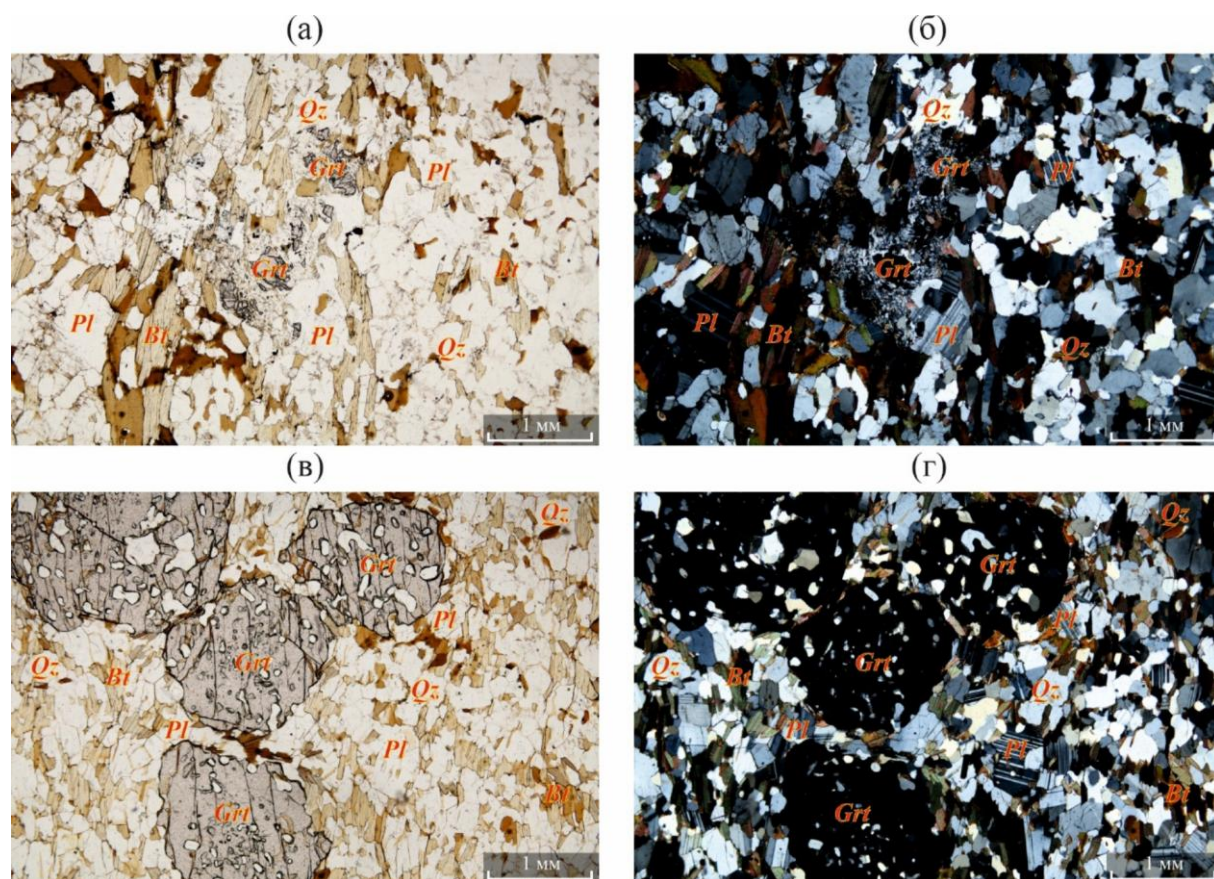


Рисунок II-1-2. Примеры структур метапелитов (а, б – гранат-двуслюдной гнейс; в, г – гранат-биотитовый гнейс). (а, в) – фотография без анализатора; (б, г) – с анализатором.

Метабазиты характеризуются содержанием в том или ином количестве амфибола и/или пироксена при подчиненной роли фельзических минералов. Породы имеют гнейсовидную, сланцеватую текстуры. Структура мелко-среднезернистая и мелкозернистая, неравномернозернистая; гетеробластовая (кристаллобластовая и порфиробластовая) (рис. II-1-3). Минеральный состав метабазитов достаточно пестрый: в разных количествах встречаются роговая обманка и амфиболы ряда куммингтонит-грюнерит, моноклинный и ромбический пироксен, гранат, кварц, биотит, плагиоклаз, рудные минералы. Помимо вышперечисленных, развиты вторичные эпидот, карбонаты, мусковит, хлорит. Акцессорными минералами являются апатит, циркон, алланит и др.

Для термобарометрии представляют интерес минералы переменного состава, в число которых входят гранат, биотит, полевые шпаты, встречающиеся в обеих группах пород, а также амфиболы и пироксены, распространенные в метабазитах.

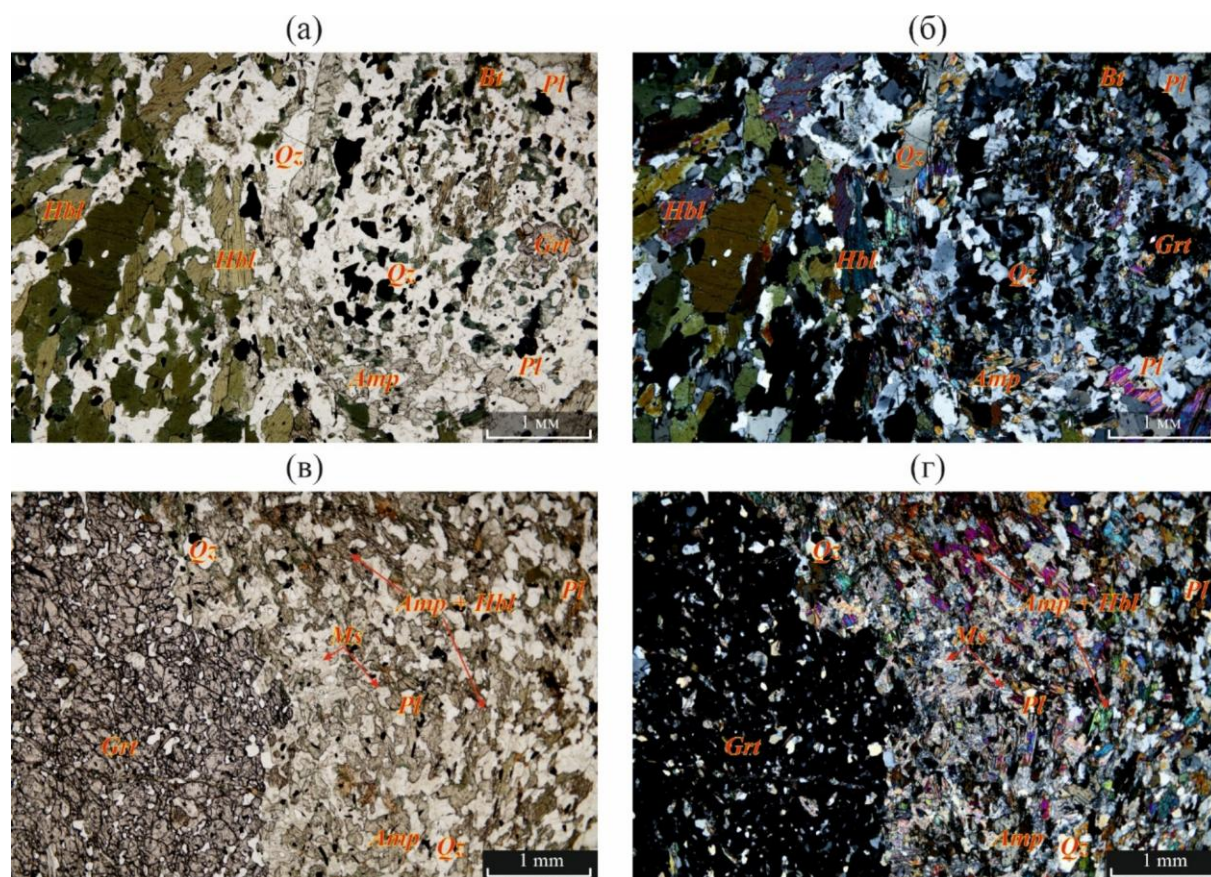


Рисунок II-1-3. Примеры структур метабазитов (а–г – гранатовые амфиболиты). (а, в) – фотография без анализатора; (б, г) – с анализатором.

2.2. Особенности химического состава минералов

Гранаты метapelитов по составу относятся к пироп-альмандиновым разновидностям с содержаниемgrossуляра до 11 мол. % и спессартина – до 20 мол. % (рис. II-2-1 а, б; табл. 1.1). В породах автохтона, в сравнении с составом из пород аллохтона, встречаются наиболее богатые Са и Mn гранаты.

Гранаты в метабазитах отличаются содержанием кальциевого минала до 17–23 мол. %, и низким – марганцевого – до 5–15 мол. % (рис. II-2-1 а, б; табл. 1.1). Такие гранаты являются grossуляр-альмандинами.

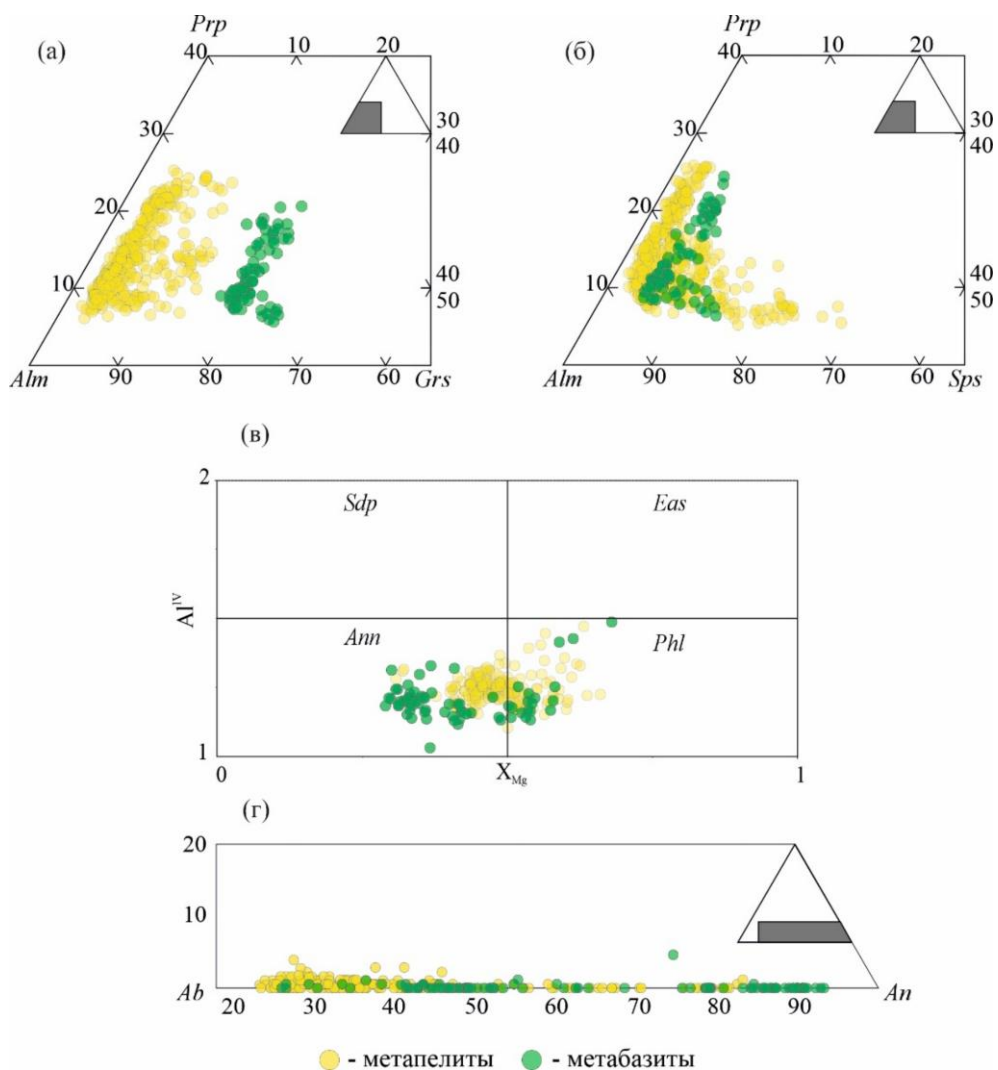


Рисунок II-2-1. Диаграммы химического состава граната (а, б), биотита (в), плагиоклаза (г) из изученных метаморфических пород пелитового (желтые кружки) и базитового (зеленые кружки) состава.

Наблюдаемые вариации состава связаны с наличием регрессивной зональности по содержанию Mg^{2+} и Fe^{2+} (рис. II-2-2). Порфиروبласты граната как метapelитов, так и metabазитов характеризуются наличием слабой зональности. В зерне из обр. Б-20-466 от центра к краю доля пирропа и гроссуляра снижается, а содержание альмандина растёт (рис. II-2-2 а, б), а в зерне из обр. Б-22-526 доля пирропа и гроссуляра меняется незначительно от центра к краю зерна при заметном понижении концентрации спессартина и повышении доли альмандина (рис. II-2-2 в, г).

Биотит. X_{Mg} биотита в исследуемых образцах меняется от ~ 0.3 до 0.6, при этом для слюды из пород базитового состава, в отличие от биотита метapelитов, характерны более железистые разности (рис. II-2-1 в). Содержание Al^{IV} не превышает 1.5 ф.к. как для метapelитов, так и для metabазитов; содержание Al^{VI} в биотите из пород двух групп отличается: ~ 0.10–0.34 ф.к. в metabазитах и 0.32–0.65 ф.к. в метapelитах (табл. 1.2). X_{Na} в слюде не превышает 0.10. Содержание Ti^{VI} не превышает ~ 0.3 ф.к., в среднем составляет 0.15 ф.к. (табл. 1.2).

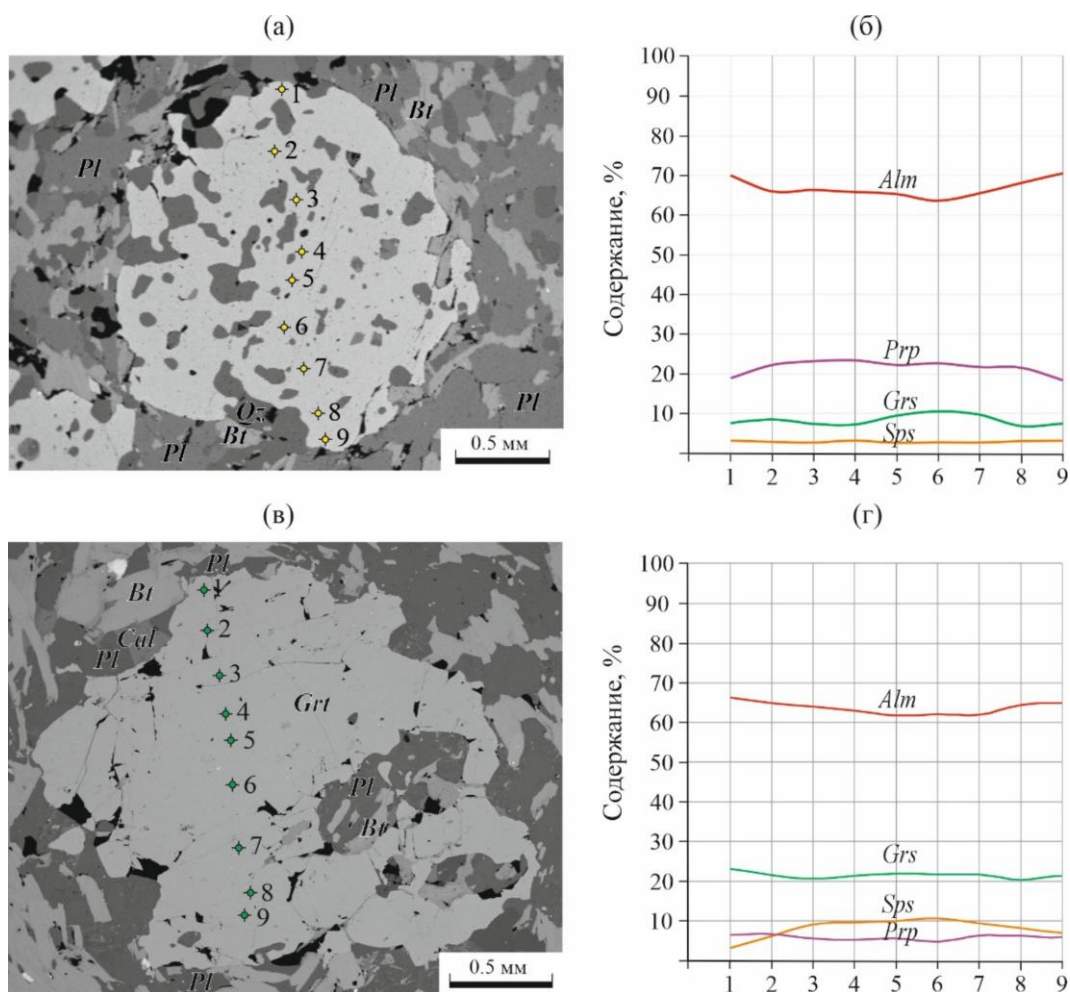


Рисунок II-2-2. BSE-изображения порфиробластов граната из образцов метапелита Б-20-466 (а) и metabазита Б-22-526 (в) с соответствующими профилями изменения содержания альмандина (*Alm*), пирропа (*Prp*), спессартина (*Sps*) и гроссуляра (*Grs*) через точки, номера и местоположение которых указаны на зернах (б, г).

Плагиоклаз. Номер плагиоклаза в метапелитах и metabазитах меняется в широком диапазоне от 27 до 80 мол. % *An* (рис. II-2-1 г, табл. 1.3). Наиболее основные различия обнаружены в обр. Б-22-613 (89–91 мол. % *An*). Редко встречается поздний альбит (0–6 мол. % *An*), имеющий наложенное происхождение. Содержание ортоклазового минала не превышает 4 мол. %.

Калиевый полевой шпат обнаружен в большинстве исследуемых образцов, однако, в разных количествах. Нередко минерал формирует небольшие участки калишпатизации по более раннему плагиоклазу, реже наблюдаются крупные зерна решетчатого микроклина (на границе с плагиоклазом в таких шлифах можно обнаружить мирмекиты).

Мусковит. Примесь парагонитового компонента в позднем мусковите метапелитов не превышает ~ 0.20, причем наибольшие значения ($X_{Pg} > 0.12$) характерны для пород автохтонного блока. В октаэдрической позиции отмечаются примеси Mg (до ~ 0.1 ф.к.), Fe^{3+} (до ~ 0.1 ф.к.), Fe^{2+} (до ~ 0.07 ф.к.) (табл. 1.4).

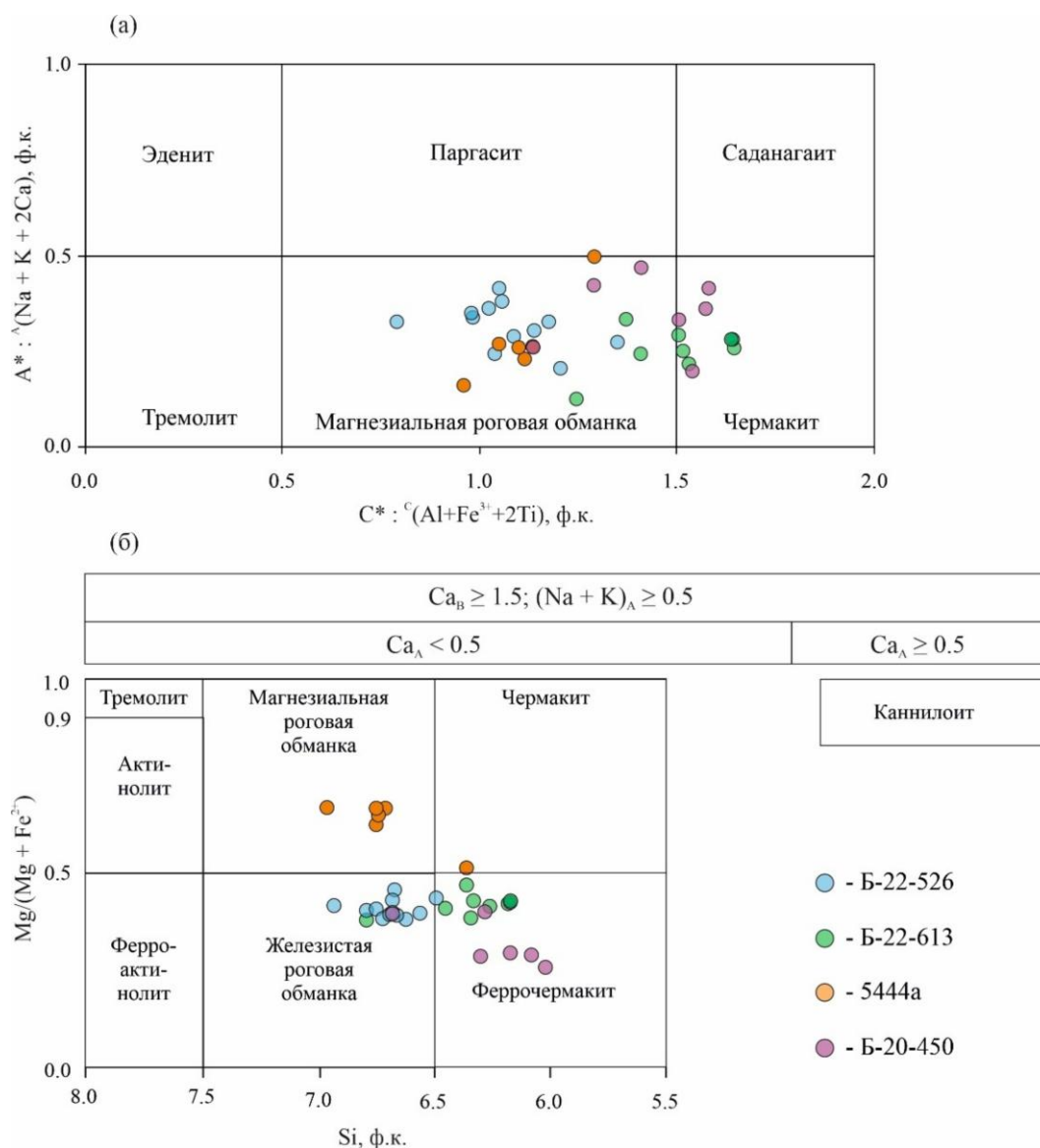


Рисунок П-2-3. Состав Са-амфиболов из образцов метабазитов Мейерской тектонической зоны на классификационных диаграммах по: (а) – Hawthorne et al., 2012, (б) – Leake et al., 1997.

Амфиболы в изученных метабазитах преимущественно относятся к кальциевой группе, реже – магнезиально-железистой (ряд куммингтонит-грюнерит) по классификации (Leake et al., 1997). Ниже более подробно охарактеризованы кальциевые амфиболы, поскольку они в основном были использованы для целей геотермобарометрии. По составу эти амфиболы относятся преимущественно к железистой роговой обманке и феррочермакиту (рис. П-2-3 а, б). Содержание Si^T от 6.0 до 6.9 ф.к., Al^T от 1.1 до 1.8 ф.к. и Al^C от 0.4 до 2.0 ф.к. (табл. 1.5). Максимальное содержание Na^B – 0.20 ф.к., тогда как Ca^B варьирует в диапазоне 1.68–1.98 ф.к. Максимальное содержание Ti – 0.12 ф.к. Сумма $(Na+K)$ в позиции А не превышает 0.47 ф.к. (табл. 1.5).

Ортопироксен совместно с плагиоклазом основного состава и кварцем образует симплектитовые каймы вокруг порфиробласта граната в гранат-амфибол-гиперстен-биотитовом гнейсе (обр. 5444а). Реликты ортопироксена обнаружены также в основной массе породы. По составу ортопироксен и в кайме, и в матриксе относится к гиперстену (рис. II-2-4, табл. 1.6), однако в симплектитах минерал более железистый. Описание химического состава сосуществующих минералов в указанном образце также приведено в главе 4.

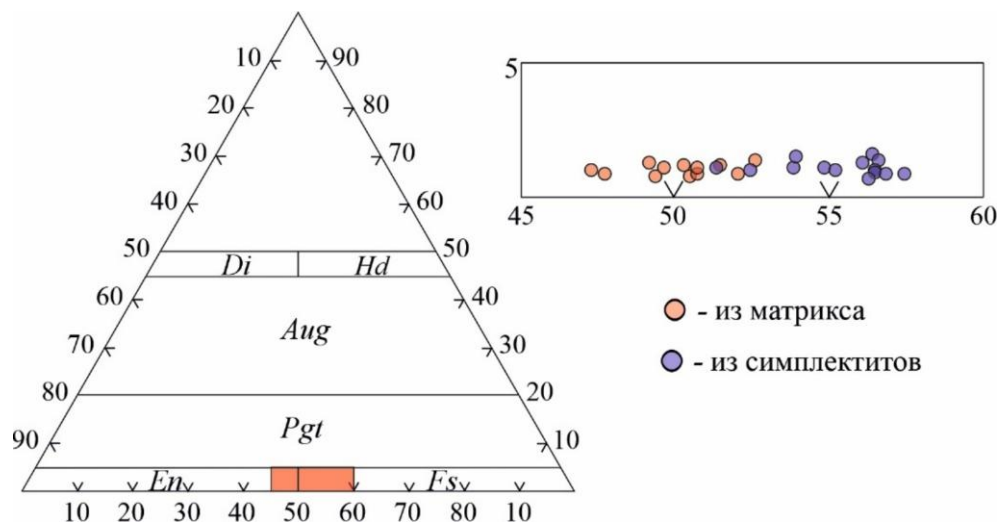


Рисунок II-2-4. Состав ортопироксена в образце гранат-амфибол-гиперстен-биотитового гнейса (обр. 5444а)

Кордиерит характерен для высокоглиноземистых метapelитов. X_{Mg} из разных образцов меняется в диапазоне 0.62–0.79 (табл. 1.7), зональность при этом не зафиксирована. В образце 5206в присутствуют скопления игольчатого силлиманита в центральных частях зерен кордиерита ($X_{Mg} \sim 0.65$), расположенных в матриксе гнейса. В том же образце обнаружен кордиерит ($X_{Mg} \sim 0.67$ –0.73), образующий кайму вокруг зонального зерна граната пироп-альмандинового состава.

Ставролит обнаружен в виде включений в порфиробласте граната в образце Б-20-458 (рис. II-2-5). По химическому составу (табл. 1.8) отличается от ставролитов, известных в ставролитовой зоне метаморфического комплекса пород севернее МТЗ (Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974; Борисова, Балтыбаев, 2021). Однако ввиду малой выборки (всего 3 анализа) делать какие-либо статистически достоверные выводы на основе сравнения данных о составе нельзя.

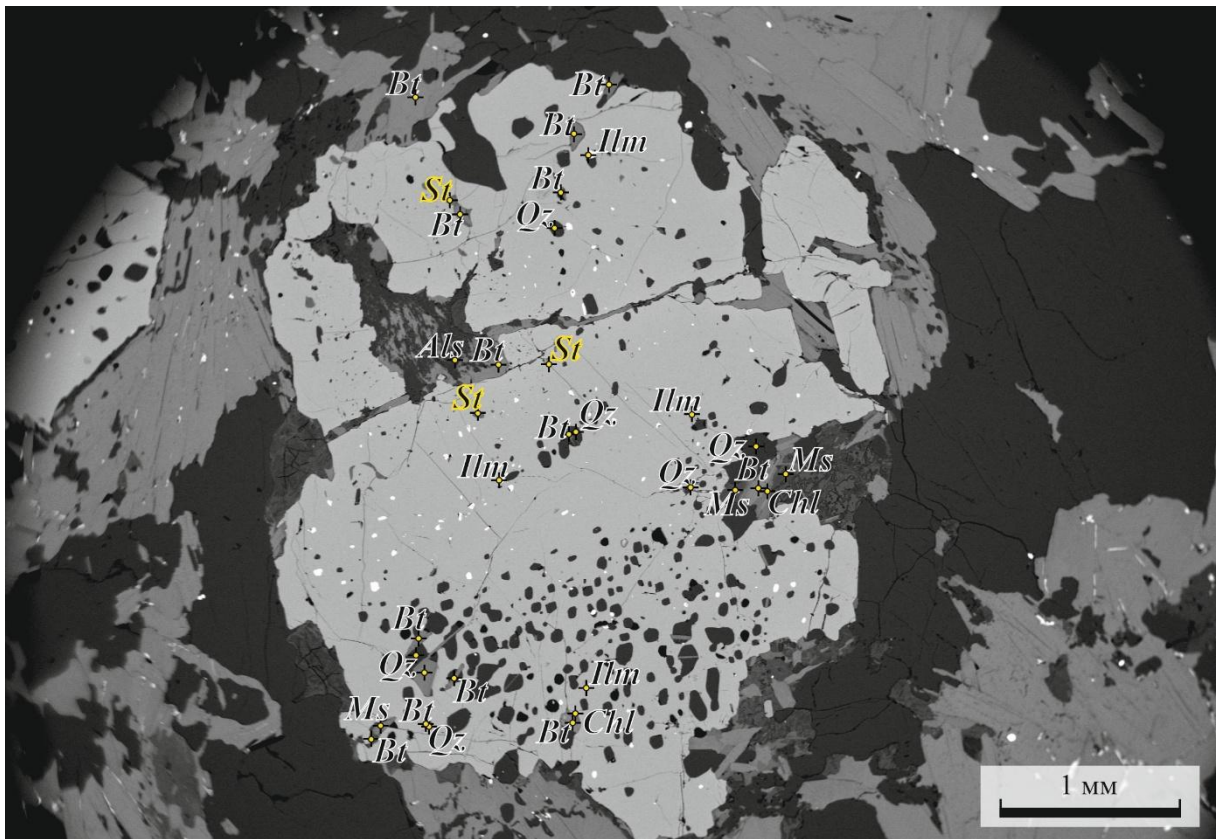


Рисунок П-2-5. BSE-изображение порфиробласта граната из образца Б-20-458 (автохтонный блок МТЗ) с большим количеством минеральных включений, в том числе зерен ставролита.

Силикаты алюминия, диагностированные непосредственно в шлифах с помощью поляризационного оптического микроскопа, представлены преимущественно силлиманитом. Минерал чаще встречается в виде тонкоигольчатых включений в кордиерите и гранате, реже образует более крупные кристаллы в матриксе породы. Находки андалузита малочисленны. По результатам рентгеноспектрального микроанализа исследований силикат алюминия также был обнаружен в виде включений в порфиробласте граната.

Рутил и ильменит в единичных случаях сосуществуют в одной породе, тогда как в подавляющем большинстве образцов они встречаются раздельно. Ильменит характеризуется примесью пирофанитового ($MnTiO_3$) компонента до 3.4 мол. %, гейкилитового ($MgTiO_3$) – до 2.9 мол. % (табл. 1.9) Как рутил, так и ильменит присутствуют в виде включений в породообразующих минералах и в основной массе породы.

Хлорит. Вторичный минерал, развивающийся преимущественно по биотиту, реже – непосредственно по гранату. X_{Mg} колеблется в широком диапазоне от 0.25 до 0.76, в среднем составляет 0.50 (табл. 1.10). В породах метабазитового состава хлорит представлен шамозитом, тогда как в метапелитах чаще встречается клинохлор (Wiewióra, Weiss, 1990).

Краткие выводы к главе

Изученные образцы пород из Мейерской тектонической зоны в зависимости от вещественного состава протолита делятся на метапелиты и метабазиты.

Метапелиты чаще всего представлены гранат-биотитовыми и гранат-двуслюдянными гнейсами, реже – кордиерит- и/или силлиманитсодержащими гнейсами. Породы обладают ориентированной текстурой, кристаллобластовой и порфиробластовой структурой, часто мигматизированы. Основными и второстепенными минералами являются гранат, биотит, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, мусковит, кордиерит и силлиманит.

Метабазиты также характеризуются ориентированной текстурой и кристаллобластовой структурой. Участками бывают мигматизированы. Их минеральный состав включает кальциевые и железо-магнезиальные амфиболы, клино- и ортопироксен, гранат, биотит, плагиоклаз, кварц.

В метапелитах гранат пироп-альмандинового состава с содержанием гроссулярового минала до 11 мол. % и спессартинового до 20 мол. %. В метабазитах гранат сравнительно более кальциевый и менее марганцовистый. В породах двух групп встречаются порфиробласты, сохранившие химическую зональность.

Магнезиальность биотита варьирует от 0.3 до 0.6, причем в метабазитах чаще встречаются более железистые разновидности, содержание Al^{IV} в слюде не превышает 1.5 ф.к.

Номер плагиоклаза в метаморфических породах как пелитового, так и базитового состава изменяется в широком диапазоне от ~ 30 до 80 мол. % Al , в метабазитах плагиоклаз более основной.

Среди кальциевых амфиболов в образцах метабазитов преобладают железистая роговая обманка и феррочермакит.

ГЛАВА 3. ИЗОТОПНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

3.1. U-Pb датирование монацита

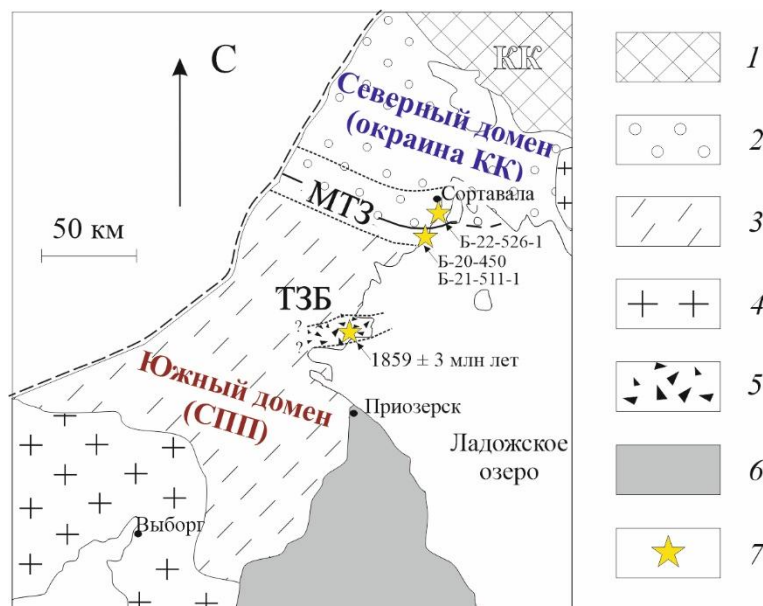


Рисунок III-1-1. Геологическая схема района исследования с указанием места отбора проб. 1 – КК; 2 – палеопротерозойские породы окраины КК; 3 – палеопротерозойские породы СПП; 4 – граниты-рапакиви; 5 – зона брекчирования; 6 – рифейский чехол Восточно-Европейской платформы; 7 – места отбора проб. ТЗБ – Тервуская зона брекчирования.

Для уточнения времени образования Мейерской тектонической зоны объектами для U-Pb изотопного исследования были выбраны монацитсодержащие деформированные пегматитовые жилы, имеющие явные первоначальные секущие взаимоотношения с вмещающими породами. Одна жила расположена в аллохтонном блоке (проба Б-21-511-1), вторая – в автохтонном (проба Б-22-526-1) (рис. III-1-1).

Объектом для Sm-Nd изотопного исследования был выбран гранатсодержащий гнейс (проба Б-20-450), в пределах одного обнажения с одним из вышеназванных пегматитов (Б-21-511-1) (рис. III-1-1).

Пегматит Б-21-511-1 – субвертикально залегающая жила мощностью 0.4–0.5 м, простирающаяся в северо-восточном направлении (70–75° СВ). Она содержит крупные кристаллы кислого плагиоклаза и микроклина (~ 50 об. %), кварца (~ 40 об. %), биотита (~ 10 об. %) (рис. III-1-2 а). Жила отчетливо сечет гнейсовую толщу и более ранние складчатые структуры, но при этом имеет признаки вовлечения в деформацию, о чем можно судить по деформированным зернам (2–3 см) полевого шпата в краевой зоне пегматита. Какой-либо закономерности в характере распределения кристаллов полевого шпата в строении жилы не обнаружено.

Для U-Pb изотопного анализа был выделен монацит, который далее исследовался под оптическим микроскопом в проходящем свете и в режиме отраженных электронов на сканирующем электронном микроскопе.

По результатам трех измерений разных фракций монацита получено близкое к конкордантному значению возраста, равное 1869 ± 5 млн лет, СКВО = 0.42 (рис. III-1-3 а, табл. 2.1) (Балтыбаев и др., 2023).

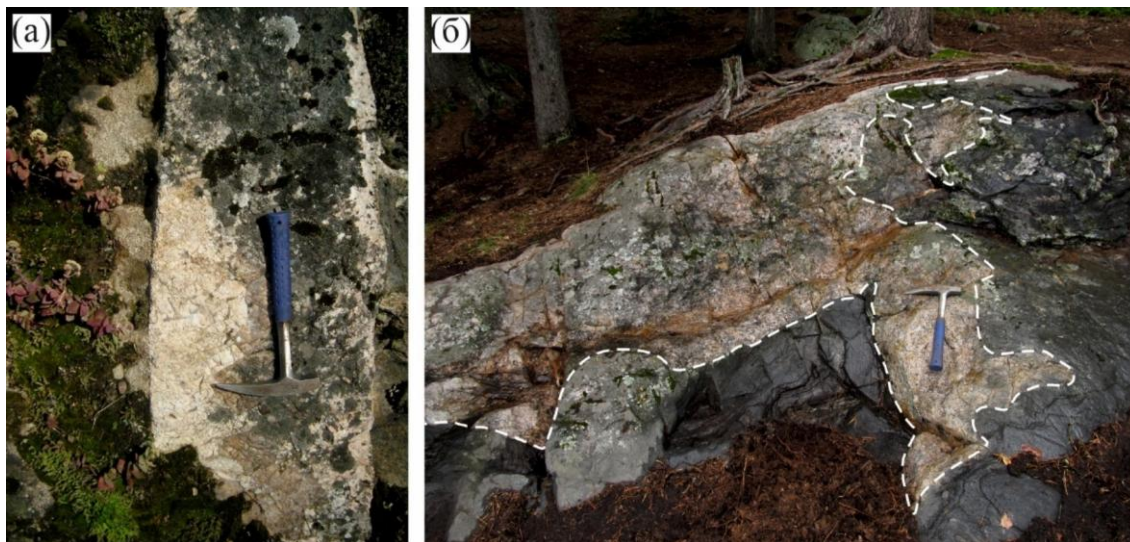


Рисунок III-1-2. Фотографии синтетектонических пегматитовых жил Б-21-511-1 (а), Б-22-526-1 (б).

Пегматит Б-22-526-1, подобно вышеописанной жиле, формирует пологопадающее интрузивное тело, секущее толщу амфиболитов. Границы тела в значительной мере искривлены, предположительно, в результате вовлечения пегматита в деформацию совместно с вмещающими породами (рис. III-1-2 б). Пегматит сложен кислым плагиоклазом (~ 40 об. %), микроклином (~ 30 об. %) и кварцем (~ 30 об. %).

Измерение изотопного состава трех практически однотипных фракций монацита позволило получить конкордантный возраст 1866 ± 1 млн лет, СКВО = 0.55 (рис. III-1-3 б, табл. 2.1).

Следует отметить, что изученные пегматиты оказались самыми древними протерозойским пегматитами на территории Северного Приладожья – по возрасту всего на 4–6 млн лет моложе мигматитов (1.88–1.73 млрд лет), сформированных в условиях гранулитового метаморфизма (Балтыбаев и др., 2004а; 2009; 2023).

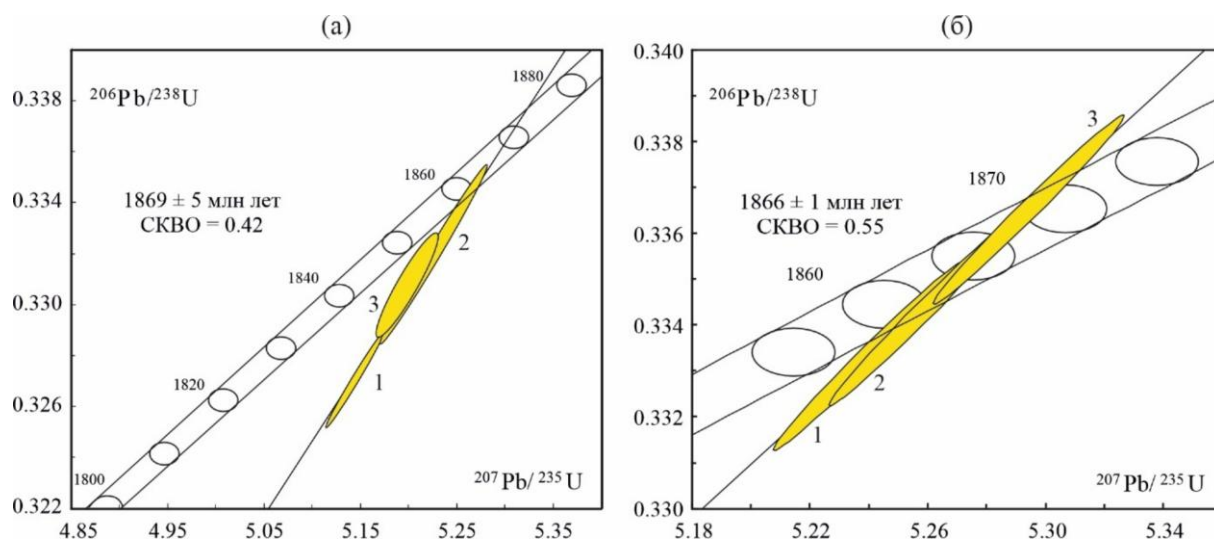


Рисунок III-1-3. Диаграмма с конкордией для монацита из изученных пегматитов Б-21-511-1 (а) и Б-22-526-1 (б). Цифры при эллипсах отвечают порядковым номерам анализов в таблице 1.

3.2. Sm-Nd оценка возраста с построением минеральной изохроны

Вблизи сместителя МТЗ (рис. III-1-1) были обнаружены породы (обн. Б-20-450), состоящие из граната (~ 50 об.%), плагиоклаза (~ 20 об.%), роговой обманки (~ 5 об.%), биотита (~ 10 об.%) и кварца (~ 20 об.%). Указанные гранат-амфибол-биотит-плагиоклазовые гнейсы «переслаиваются» с мигматизированными парагнейсами и небольшими линзами амфиболитов гранулитовой фации.

Структура породы среднезернистая, гранобластовая, порфиروبластовая. Встречены исключительно редкие для метаморфического комплекса Северного Приладожья оптически зональные гранаты с содержанием гроссуляра до 18–21%. Биотит по составу соответствует анниту: X_{Fe} колеблется от 0.6 до 0.8, содержание Ti^{VI} меняется, в основном, от 0.10–0.26 ф.к. Плагиоклаз содержит 46–52 мол. % *Al*.

Высокая концентрация в породе граната позволила провести Sm-Nd изотопное исследование с целью оценки возраста гранатсодержащего минерального парагенезиса. По фигуративным точкам изотопного состава граната, плагиоклаза и вала породы была построена минеральная изохрона (табл. 2.2, рис. III-2-1), которая выявила возраст данной минеральной ассоциации как 1858 ± 11 млн лет. Изотопный состав биотита был исключен из построения, т.к. фигуративная точка находилась заметно дальше линии регрессии и вносила большую ошибку в определяемый возраст. Причина такого отклонения изотопного состава биотита от изохроны точно не известна: это может быть эффектом посткристаллизационного изменения биотита на регрессивном этапе метаморфизма, либо влиянием на измеряемый изотопный состав дополнительных некогенетичных минеральных фаз, находящихся в виде включений в биотите.

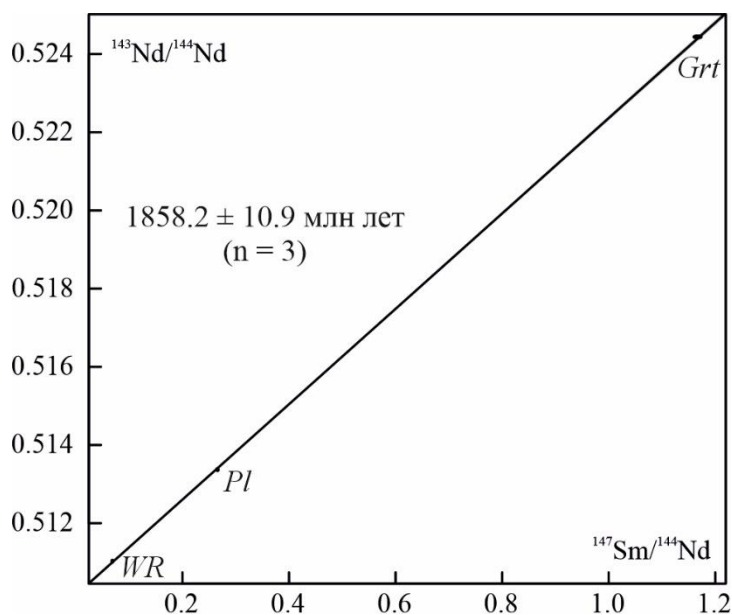


Рисунок III-2-1. Sm-Nd минеральная изохрона для амфибол-гранат-плагиоклазового гнейса из обнажения в районе сместителя Мейерского надвига (проба Б-20-450).

Следует добавить, что к указанному моменту формирования Мейерского надвига (1.87–1.86 млрд лет) к югу от него сформировалась сопоставимая по масштабам субпараллельная Тервуская зона брекчирования (рис. III-1-1), в которой выделяются два крупных позднеорогенных гранитных плутона (Тервуский и Пелтолский), имеющих U-Pb возраст 1.86 млрд лет (Балтыбаев и др., 2023).

Краткие выводы к главе

Время формирования минерального парагенезиса, содержащего высококальциевый гранат, оценивается как 1858 ± 11 млн лет, что в пределах ошибки повторяет возрастные оценки двух пегматитов (1869 ± 5 и 1866 ± 1 млн лет) из Мейерской тектонической зоны, полученные с использованием U-Pb изотопной системы монацита. Результаты проведенных изотопных исследований определяют время формирования надвига в диапазоне не ранее 1.87 млрд лет и не позднее 1.86 млрд лет.

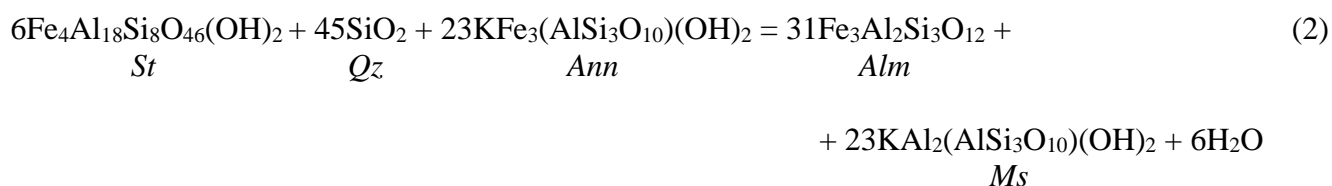
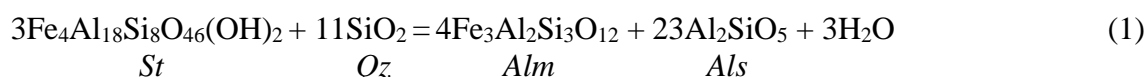
Мы предполагаем, что комплементарно развитию МТЗ, в тылу надвинутой пластины, сформировались крутопадающие зоны растяжения так же субширотного простирания, одним из выражений которых может быть Тервуская зона брекчирования. Зона растяжения послужила каналом для внедрения поздних магм Тервуского и Пелтолского плутона, U-Pb возраст которых составляет 1.86 млрд лет.

ГЛАВА 4. СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ПОРОДАХ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

4.1. Минералы и минеральные реакции прогрессивной стадии

Информация о прогрессивной стадии метаморфической эволюции пород МТЗ отражена в минералах, содержащихся в виде включений в зернах граната. Важнейшим по информативности индикатором является ставролит, найденный в виде включений в крупном порфиробласте граната в образце Б-20-458 из автохтонного блока (Вивдич и др., 2024). Поскольку этот минерал неустойчив при высоких температурах, то он должен характеризовать условия ранней (прогрессивной) стадии метаморфизма пород автохтонного блока. Этот ставролит приурочен как к центральной, так и к краевым частям крупного зерна граната (рис. II-2-5) и ассоциируется с включениями биотита, ильменита, рутила, плагиоклаза, кварца, силиката алюминия. Отсутствие ставролита в других породах МТЗ позволяет предположить, что он является реликтовым. К тому же нет никаких признаков образования этого минерала на постпиковой регрессивной стадии метаморфизма.

Захват зерен ставролита при росте граната мог происходить в ходе следующих реакций:



4.2. Минералы и минеральные реакции пиковой и регрессивной стадий

Пиковая и особенно регрессивная стадии эволюции пород МТЗ выражены в разнообразных минеральных взаимоотношениях (рис. IV-2-1 – IV-2-9). Наиболее ранние минеральные реакции характеризуют условия метаморфизма гранулитовой фации, переходящие к амфиболитовой фации.

Гиперстен-плагиоклазовые симплектиты (рис. IV-2-1) обнаружены в гранат-амфибол-гиперстен-биотитовом гнейсе (обр. 5444а) в толще гранат-биотитовых мигматитов аллохтонного блока к югу от о. Хавус. Эта структура уникальна для пород Северного Приладожья. Гранат характеризуется относительно высоким содержанием гроссулярового минала ($\text{Alm}_{61-68}\text{Prp}_{18-8}\text{Grs}_{18-16}\text{Sp}_{5-8}$). Плагиоклаз в симплектитах содержит от 77 до 93 мол. % *An*, тогда как в матриксе его основность колеблется от 61 до 90 мол. % *An* (табл. 1.3). Ортопироксен в симплектитовой кайме соответствует гиперстену ($X_{\text{Mg}} \sim 0.44-0.59$; $\text{Ca} \sim 0.02-0.03$ ф.к.; $\text{Al}^{\text{VI}} \sim 0.02-0.04$ ф.к.) (табл. 1.6); реликты пироксена также обнаружены в основной массе породы, где минерал повсеместно

подвергся вторичному замещению куммингтонитом. Как отмечалось в главе 2, ортопироксен в основной массе более магниезильный (X_{Mg} 0.49–0.53), низкоглиноземистый (до 0.03 ф.к. Al^{VI}) (табл. 1.6).

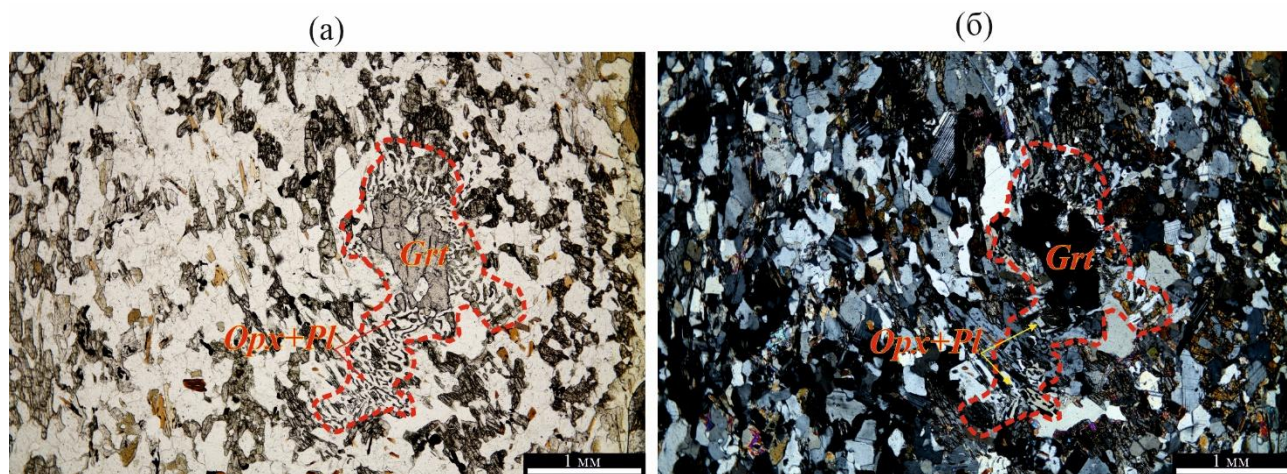
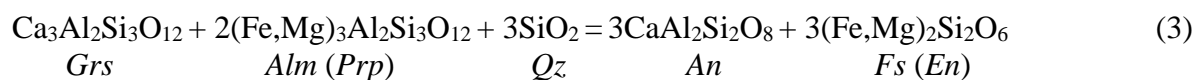


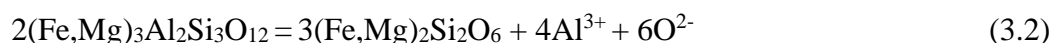
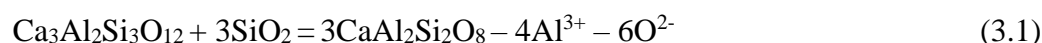
Рисунок IV-2-1. Микрофотографии шлифа обр. 5444а, в котором наблюдаются гиперстен-плагиоказовые симплектиты, образованные вокруг порфиробласта граната. (а) – фотография без анализатора; (б) – с анализатором.

Структуры замещения граната ортопироксен-плагиоказовыми симплектитами объясняются реакцией (Petraakis, 1986; Vrána, 1989; Stüwe, Oliver, 1989; Van der Wal, Vissers, 1996; Villaseca et al., 1999; Zhao et al. 2000; Suda et al., 2006; Tong, Wilson, 2006 и др.):



В соответствии с ней, при образовании гиперстена и плагиоклаза происходит поглощение кварца. Хотя в ортопироксен-плагиоказовой структуре присутствуют единичные микроскопические включения кварца, они сосредоточены в зернах плагиоклаза. Расчет баланса масс показал, что «избыточный» кварц является реликтовым, сохранившимся в симплектитах в процессе их развития по гранату (Вивдич и др., 2024).

Уравнение (3) можно разделить на два сокращенных равенства, соответствующих балансу в кальциевой (3.1) и железо-магниезильной (3.2) подсистемах:



В природной системе (реакция 3.3, табл. 3.1), в отличие от идеализированной, в составе твердого раствора основного плагиоклаза фиксируется небольшое количество Na^+ , источником которого, предположительно, послужила флюидная фаза.

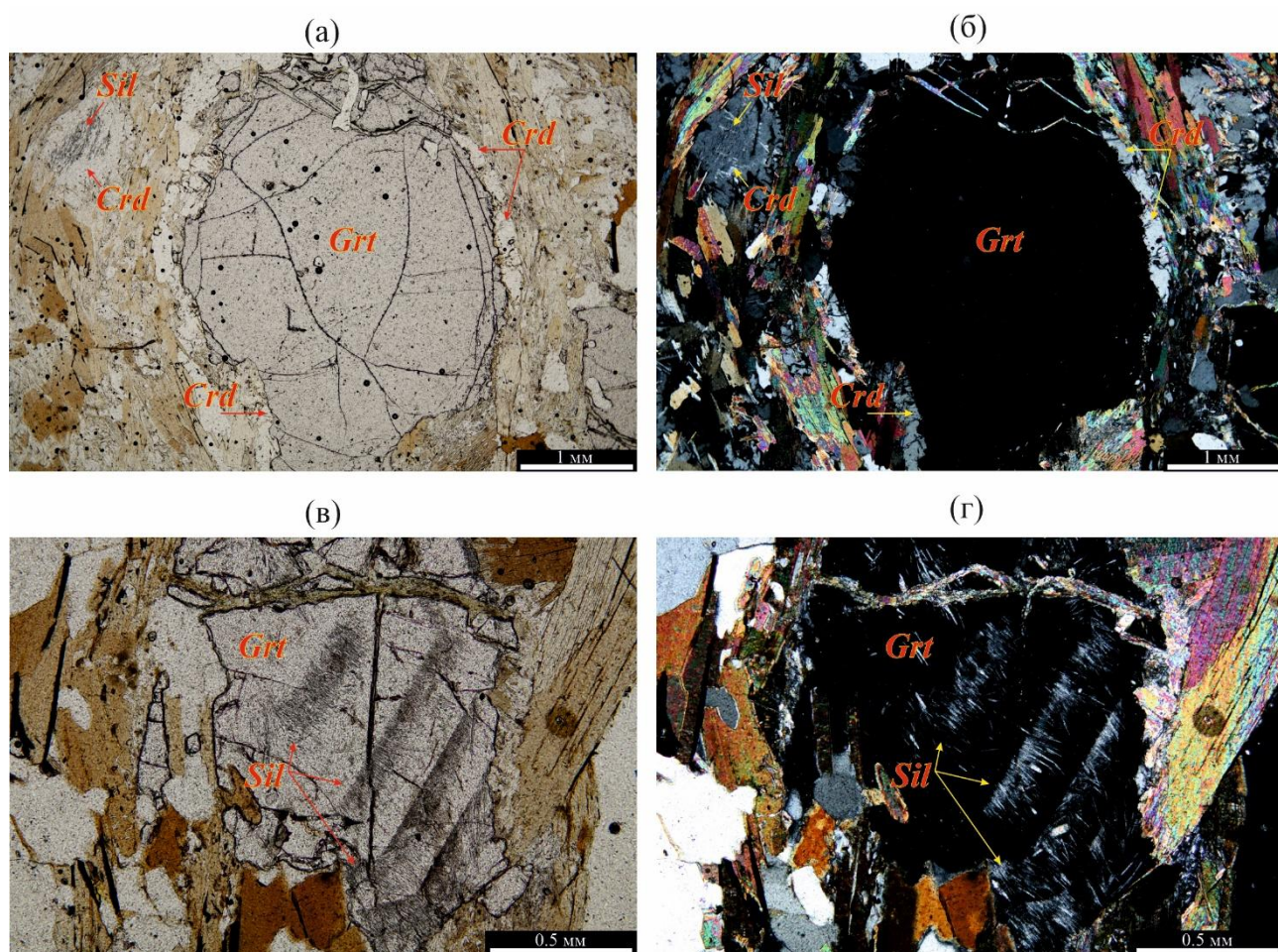
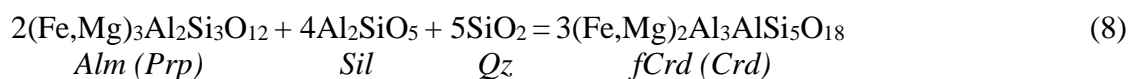


Рисунок IV-2-4. Микрофотографии шлифа обр. 5206в с кордиеритовой каймой вокруг порфиробласта граната (а, б) и включениями иголок силлиманита в гранате (в, г). (а, в) – фотографии без анализатора; (б, г) – с анализатором.

Кордиеритовые каймы вокруг граната (рис. IV-2-4 а, б) обнаружены, в частности, в высокоглиноземистом метапелите (обр. 5206в), отобранном вблизи северной границы аллохтонного блока МТЗ. Согласно наблюдениям, описанным Л. Холлистером (Hollister, 1977), при замещении граната кордиеритом Mg предпочтительно перераспределяется в последний, а гранат обогащается алмандиновым компонентом (рис. IV-2-5 а, б). Образование оторочек отвечает реакции:



Силлиманит присутствует в центральных частях зерен кордиерита матрикса (рис. IV-2-4 в, г), но отсутствует в реакционных каймах. Предполагается, что силикат алюминия полностью расходовался в ходе реакции (8), ограничивая степень ее протекания (Вивдич и др., 2024). Первичная минеральная ассоциация в высокоглиноземистом гнейсе включала гранат, кварц, биотит, плагиоклаз, силлиманит, кордиерит (\pm калиевый полевой шпат). Поздний кордиерит вокруг граната образовался при декомпрессии на ретроградном этапе метаморфизма пород

аллохтонного блока МТЗ.

Реальный состав минеральных фаз-участниц представлен в выражении (8.1) (табл. 3.1).

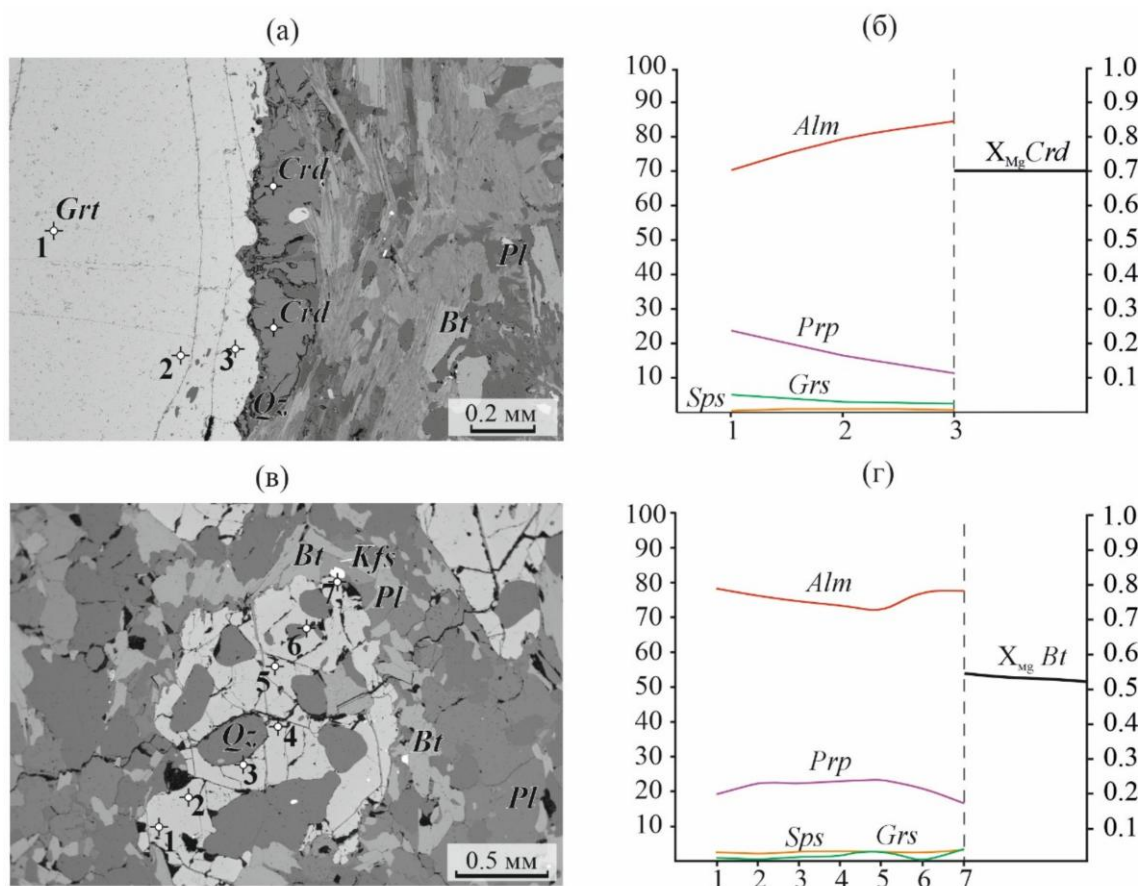
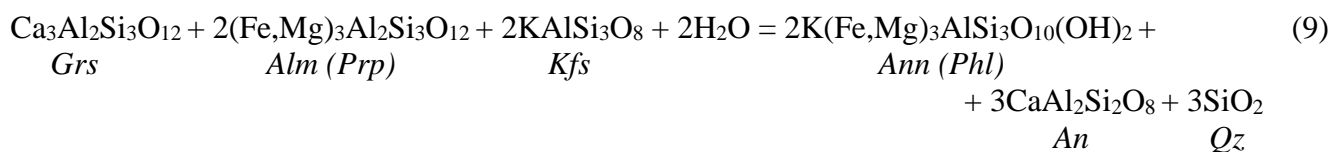


Рисунок IV-2-5. BSE-изображения порфиробластов граната из образцов, соответственно, 5206в (а), Б-20-427 (в), а также профили (б, г) изменения содержания минералов через точки, номера и местоположение которых указаны на зернах; жирными линиями показано изменение магниальности (X_{Mg}) кордиерита (б) и биотита (г) на контакте с гранатом.

Плагиоклаз-биотитовые каймы вокруг граната. Замещение граната кварц-плагиоклаз-биотитовыми агрегатами (рис. IV-2-6) свидетельствует о протекании реакции:



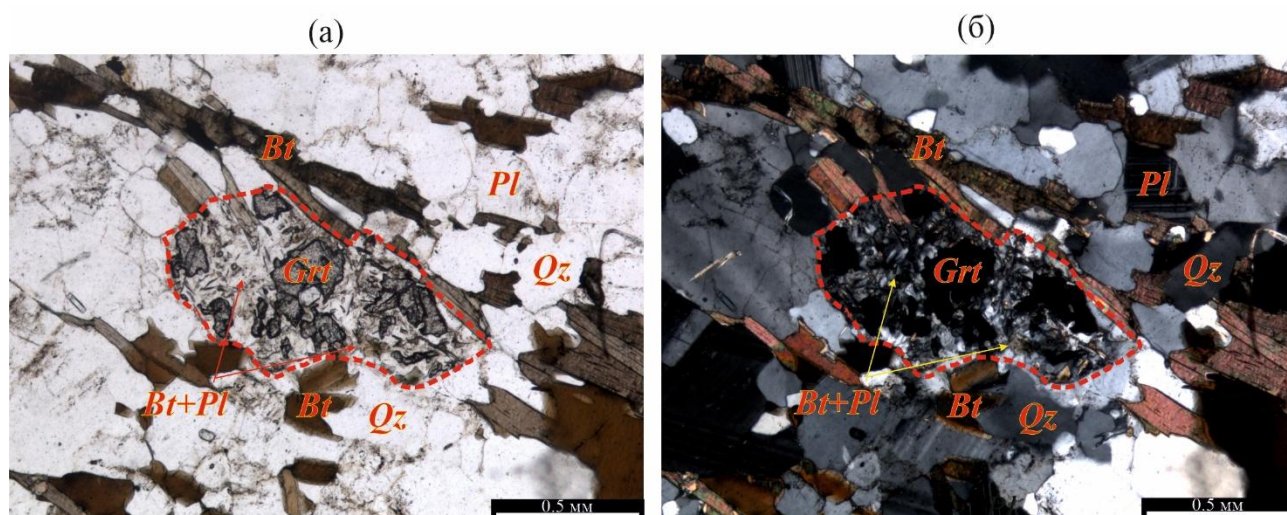
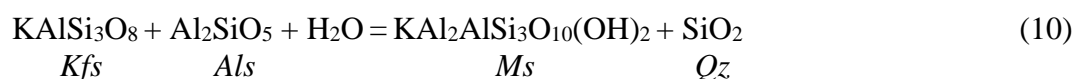


Рисунок IV-2-6. Микрофотографии шлифа обр. Б-20-417 с интенсивным замещением граната плагиоклаз-биотитовым агрегатом. (а) – фотография без анализатора; (б) – с анализатором.

Разложение граната приводит к увеличению магнезиальности биотита и снижению магнезиальности внешних зон граната (рис. IV-2-5 в, г). Согласно различным исследованиям (например, Escuder Viruete et al., 2000; Prasad et al., 2005), подобные реакции идут при увеличении активности воды на фоне декомпрессии. Породы МТЗ содержат свидетельства повышения активности воды и щелочных компонентов на поздних этапах эволюции метаморфизма (Балтыбаев и др., 2022). Не исключено, что повышение активности воды было связано с её высвобождением при кристаллизации лейкосом мигматитов или диорит-тоналитовых интрузий, повсеместно распространенных в районе (Балтыбаев и др., 2000).

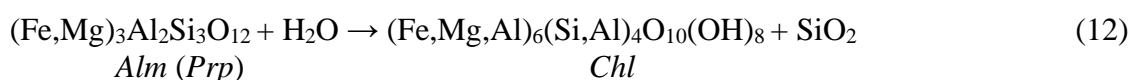
В реальной системе уравнение (9) приобретает следующий вид (9.1, табл. 3.1).

Образование мусковитовых низкотемпературных ассоциаций. Ассоциация граната и биотита с поздним мусковитом широко распространена в породах МТЗ. Появление водосодержащих минералов в целом имело место на ретроградном этапе развития метаморфических пород. Результаты минеральной термобарометрии (Балтыбаев, Вивдич, 2021) позволили сделать вывод о формировании ранних гранат-биотитовых парагенезисов в условиях верхов амфиболитовой и низов гранулитовой фаций. Мусковит же появлялся в более низкотемпературных и низкобарических условиях по реакции с участием силиката алюминия (рис. IV-2-7 а, б) (Escuder Viruete et al., 1997):

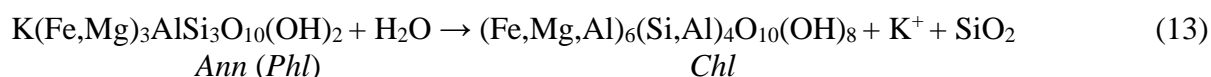


В некоторых гранат-двуслюдяных гнейсах поздний мусковит обогащен Ва до ~ 0.06 ф.к. (табл. 1.4), тогда как сосуществующий со слюдой калиевый полевой шпат характеризуется присутствием до 1.7 мол. % цельзианового минала $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Указанные особенности химического состава новообразованного мусковита объясняются наследованием Ва из исходного калиевого полевого шпата (Вивдич и др., 2024).

Образование хлоритовых низкотемпературных ассоциаций. Наряду с мусковитом, хлорит также является распространенным поздним минералом, образующимся преимущественно по биотиту, реже – гранату. Например, в образце гранат-биотитового гнейса Б-20-433 из аллохтонного блока (рис. IV-2-8) магнезиально-железистый хлорит развивается непосредственно по гранату:



Также вероятно развитие хлорита по биотиту, замещающему гранат:



(a)

(б)

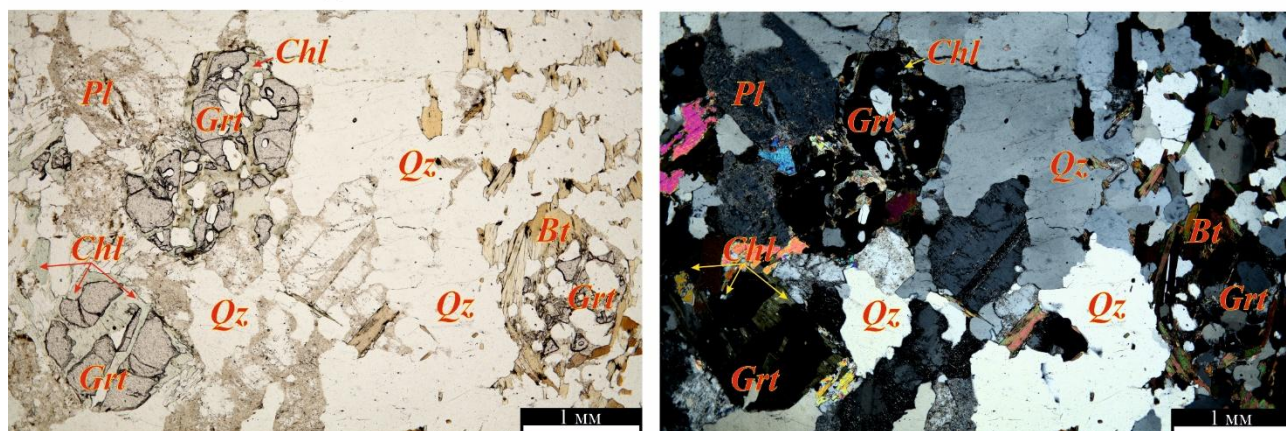
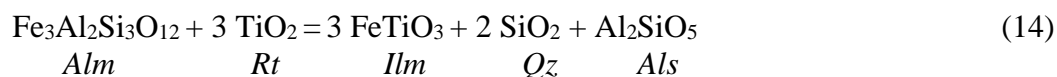


Рисунок IV-2-8. Микрофотографии обр. Б-20-433 с низкотемпературным хлоритом. (а) – фотография без анализатора; (б) – с анализатором.

Реакции с участием рутила и/или ильменита. В некоторых образцах метаморфических пород МТЗ присутствуют ильменит и рутил. Они встречены как в матрице пород, так и в виде включений в гранате, биотите, реже – кварце и плагиоклазе. В большинстве пород одновременное присутствие рутила и ильменита не было выявлено. Однако в образцах гранат-мусковит-биотитовых гнейсов Б-20-455-2 и Б-20-425 и высокоглиноземистого гнейса Б-20-464 обнаружены оба эти минерала (рис. IV-2-9).

Ассоциация гранат-рутил-ильменит указывает на равновесие:



С участием плагиоклаза реакция приобретает следующий вид:



Ассоциация рутила с ильменитом в средне- и высокотемпературных метapelитах рассматривается как индикатор относительно высокого давления – порядка 6–7 кбар (Акбарпуран Хайяти и др., 2020). Рутил образуется при росте давления, тогда как на регрессивном этапе он замещается ильменитом.

Минеральные реакции на различных стадиях метаморфизма пород МТЗ приведены в таблице 3.2.

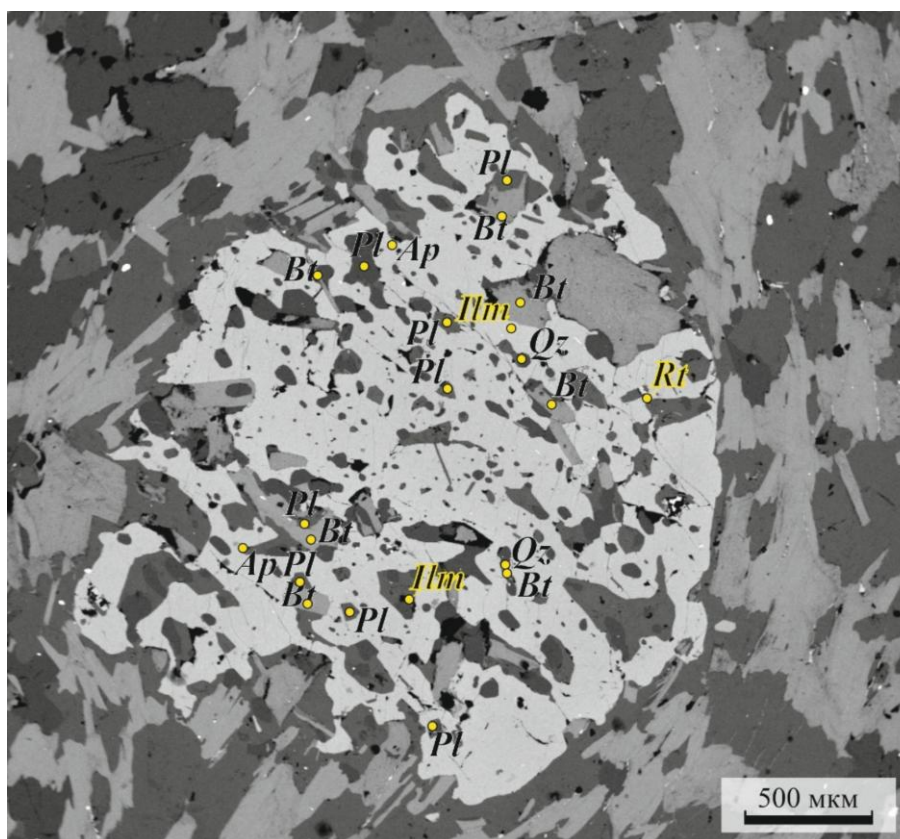


Рисунок IV-2-9. BSE-изображение участка прозрачно-полированной пластинки обр. Б-20-455-2, где обнаружены ильменит (*Ilm*) и рутил (*Rt*) в виде включений в порфиробласте граната.

Краткие выводы к главе

Метаморфические породы Мейерской тектонической зоны сохранили минеральные парагенезисы, соответствующие прогрессивной, пиковой и регрессивной стадиям эволюции этой структуры.

Находки ставролита и других минералов в виде включений в порфиробластах граната интерпретируются как реликтовые, захваченные при росте граната в условиях прогрессивной стадии метаморфизма пород автохтонного блока.

Об условиях декомпрессии в начале регрессивного этапа метаморфических преобразований пород аллохтонного блока свидетельствует находка ортопироксен-плагиоклазовых симплектитов, развивающихся по порфиробластам граната. В условиях, переходных от пиковой к регрессивной стадии метаморфизма, происходил целый ряд минеральных преобразований, выраженных в замещении раннего граната различными минеральными ассоциациями, характерными как для гранулитовой, так и амфиболитовой фаций.

Поздние стадии минералообразования характеризуются массовым появлением парагенезисов с биотитом и мусковитом, амфиболом, что отражает усиление роли флюидов в тектонически ослабленной зоне при эксгумации гранулитов.

ГЛАВА 5. *P-T* УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

5.1. *P-T* оценки минералообразования прогрессивной стадии метаморфизма

Для выявления *P-T* параметров метаморфизма пород в изученной тектонической зоне был проанализирован минеральный состав метапелитов и метабазитов. Выбор методов определялся в зависимости от наблюдаемых минеральных парагенезисов в породах.

Параметры прогрессивной стадии метаморфизма были оценены с помощью методов построения псевдосечений с использованием программы PERPLE_X (рис. V-1-1 а, б) и мультиравновесной геотермобарометрии с использованием программы THERMOCALC (рис. V-1-1 г). Эти программные комплексы основаны на термодинамических базах данных, содержащих модели твердого раствора Ti-Mn-Fe-Mg ставролита (который отсутствует в стандартной базе TWQ), что дало возможность оценить *P-T* условия образования этого минерала.

Оценка вероятного *P-T* поля стабильности парагенезиса со ставролитом произведена с использованием химического состава образца Б-20-458, в зерне граната, в котором был обнаружен ставролит (рис. II-2-5 а). Поскольку данные о составе флюида на прогрессивной стадии метаморфизма отсутствуют, были рассмотрены минеральные равновесия с участием как водного флюида, так и углекислотно-водного – с переменной долей $x\text{CO}_2$. Установлено, что добавление в систему углекислоты незначительно смещает поле ставролитового парагенезиса в область более низких температур и давлений. Рассчитанные изоплеты для минералов-твердых растворов (рис. V-1-1 б) удовлетворительно согласуются с составом минералов, присутствующим в виде включений в гранате (табл. 1.1, 1.2, 1.3, 1.4, 1.8, 1.9). Оценка минерального и модального состава гнейса Б-20-458 при повышении температуры (рис. V-1-1 в) удовлетворительно соответствует реальным наблюдениям для данной породы, что может свидетельствовать об изохимичности метаморфизма.

Совместно с данными мультиравновесной термобарометрии (рис. V-1-1 г), моделирование указывает на то, что ставролит образовался при $T = 500\text{--}600^\circ\text{C}$ и давлении порядка 5 кбар. Он сосуществовал с ильменитом (рис. V-1-1 а), а не с рутилом, что подтверждается петрографическими наблюдениями (рис. II-2-5 а) (Вивдич и др., 2024).

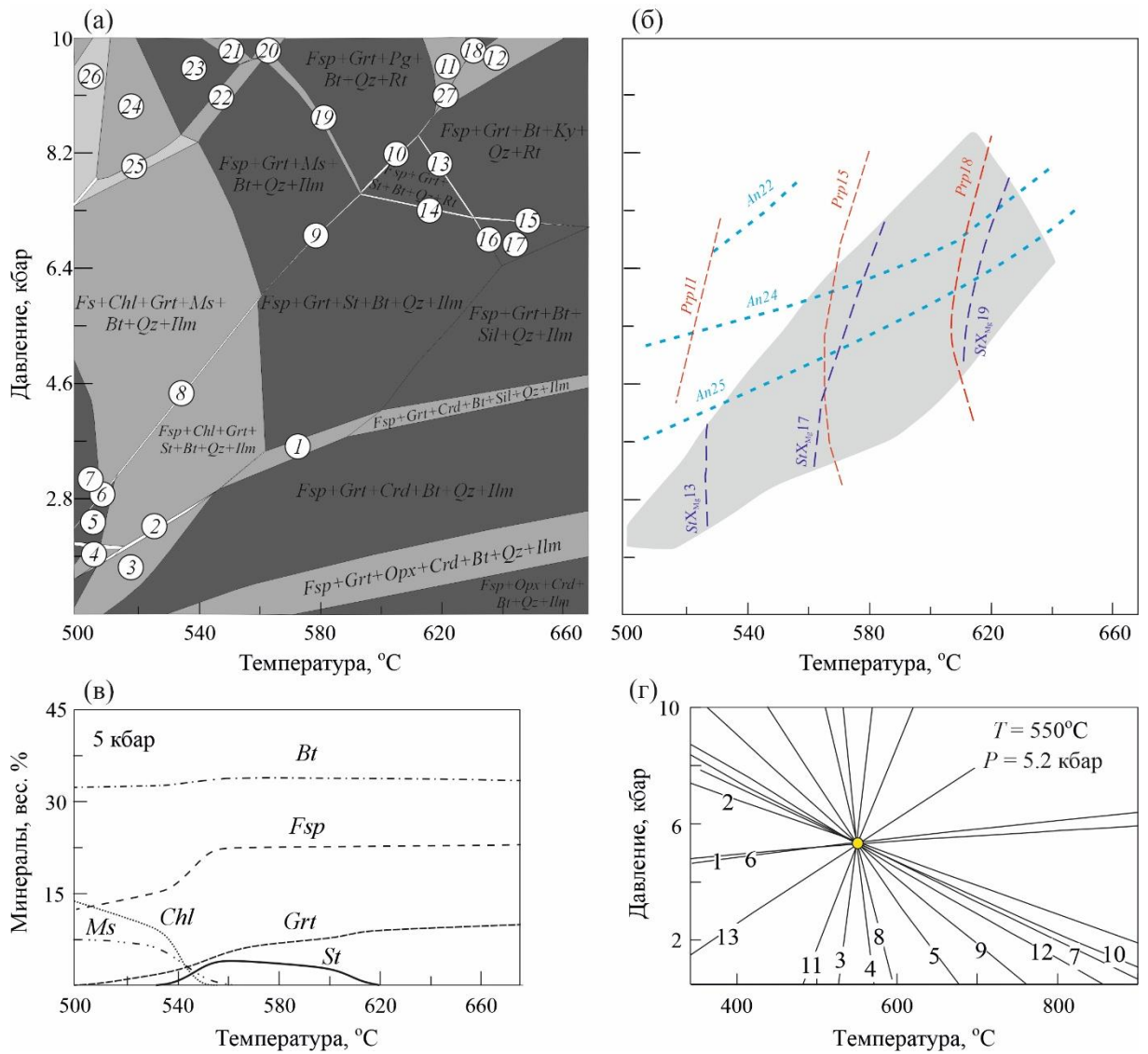


Рисунок V-1-1. P - T условия образования реликтового ставролита в гранате. (а) – поля устойчивости минеральных парагенезисов, рассчитанные в программе PERPLE_X для обр. Б-20-458; (б) – поле устойчивости ставролита и изоплеты, отражающие содержание Prp , An и X_{Mg} ставролита; (в) – изменение минерального состава породы с ростом температуры при давлении 5 кбар; (г) – P - T параметры, рассчитанные в программе THERMOCALC по реликтовому составу ставролита, граната, плагиоклаза из обр. Б-20-458. Расшифровка номеров полей (V-1-1 а) и список реакций (V-1-1 г) приведены в таблице 4.1.

5.2. P - T оценки минералообразования пиковой и регрессивной стадий метаморфизма

P - T параметры равновесия ассоциаций минералов пиковой и регрессивной стадий метаморфизма пород МТЗ оценивались с использованием компьютерной программы winTWQ v.264 (Berman, 1991, 2007).

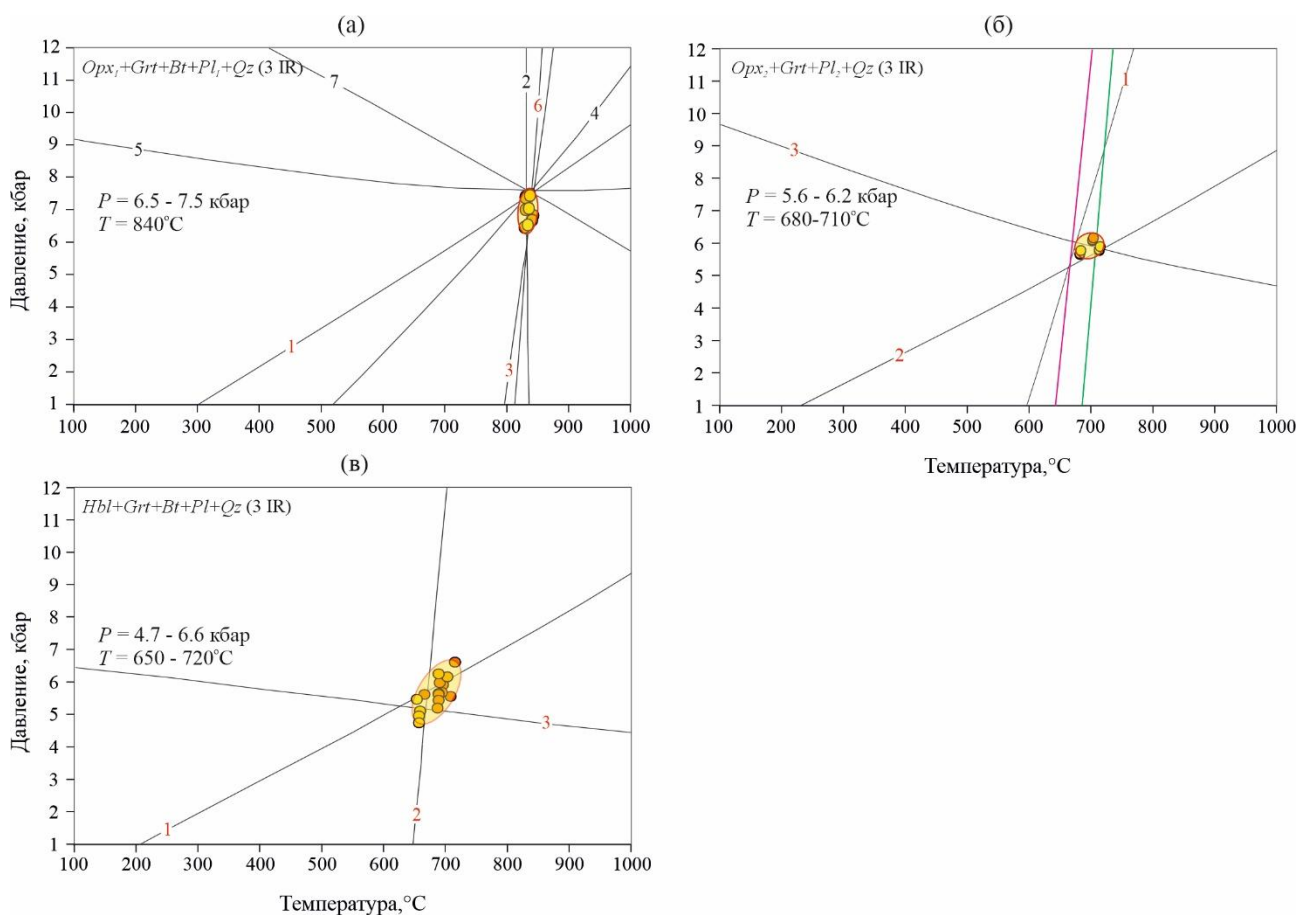


Рисунок V-2-1. P - T диаграммы, построенные для обр. 5444а. Показаны рассчитанные в программе winTWQ пересечения линий минеральных реакций для парагенезисов: (а) – *Opx* (матрикс) + *Grt* + *Bt* + *Pl* (матрикс) + *Qz*; (б) – *Opx* (симплектиты) + *Grt* + *Pl* (симплектиты) + *Qz*; (в) – *Hbl* (матрикс) + *Grt* + *Bt* + *Pl* (матрикс) + *Qz*. На графике (б) линиями розового и зеленого цвета показаны положения *Grt-Opx* термометра в калибровке, соответственно, (Harley, 1984) и (Lavrent'yeva, Perchuk, 1990). Список реакций и их номера приведены в таблице 4.1.

Согласно результатам минеральной геотермобарометрии различных парагенезисов из гранат-амфибол-гиперстен-биотитового гнейса 5444а, после пиковых параметров в ~ 7.5 кбар и 840°C (рис. V-2-1 а), полученных по равновесному составу фаз матрикса, происходит снижение P - T условий до ~ 6 кбар и 700°C с образованием гиперстен-плаггиоклазовых симплектитов (рис. V-2-1 б). При дальнейшем понижении давления и температуры ортопироксенсодержащие парагенезисы сменяются амфиболсодержащими (рис. V-2-1 в).

Термобарометрия парагенезисов из образцов метабазитов сводится к расчетам равновесия между амфиболом, слюдами, гранатом, плаггиоклазом и кварцем. Результаты геотермобарометрии представлены на рис. V-2-2. При использовании парагенезисов из гранатового амфиболита Б-22-526 фиксируется тренд снижения давления и температуры от ~ 7 кбар и 720°C до ~ 5 кбар и 680°C (рис. V-2-2 а); P - T параметры равновесия парагенезисов из обр. Б-22-613 снижаются от ~ 7.2 кбар и 690°C до 4.6 кбар и 560°C (рис. V-2-2 б).

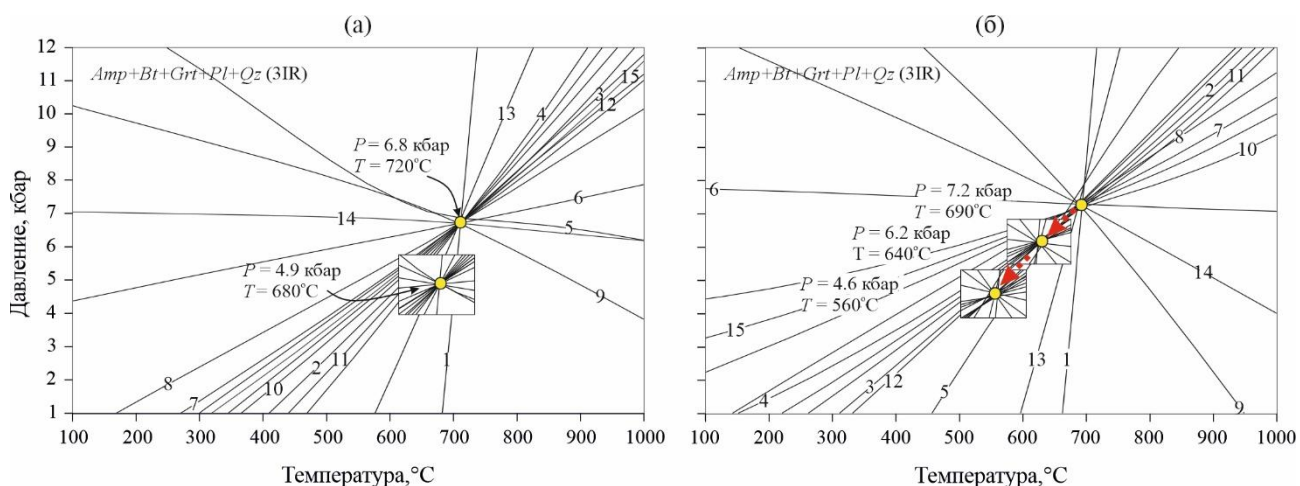


Рисунок V-2-2. P – T диаграммы для метабазитов МТЗ. Показаны пересечения линий минеральных реакций для парагенезиса $Hbl + Bt + Grt + Pl + Qz$ из образцов Б-22-526 (а), Б-22-613 (б). Список реакций и их номера приведены в таблице 4.1.

Большая часть изученных минеральных преобразований, представленных в метапелитах, происходит при снижении давления и температуры. Например, в парагенезисах, содержащих одновременно рутил и ильменит, термодинамическое равновесие между Ti-содержащими фазами устанавливается при 6.5 кбар и 700°C, а также при более низких P - T параметрах (рис. V-2-3 а, б).

Состав минералов из гранат-биотит-плаггиоклазовых гнейсов соответствуют широкому диапазону P - T параметров. В случае образца Б-20-439 по пересечению линий минеральных реакций с участием граната ($Alm_{73}Prp_{19}Grs_5Sp_{s3}$), биотита ($X_{Mg} \sim 0.44$), плаггиоклаза (39 мол. % An) и кварца были получены значения давления ~ 7.0 кбар и температуры $\sim 730^\circ\text{C}$, тогда как равновесие менее магнезиального граната ($Alm_{78}Prp_9Sp_{s8}Grs_5$) с аналогичными по составу биотитом и плаггиоклазом дает пересечение при 2.2 кбар и 545°C (рис. V-2-3 в) (Вивдич и др., 2024).

Формирование кордиеритовой короны по гранату отвечает условиям в 4.7 кбар и 600°C (рис. V-2-3 г).

В мусковитсодержащих ассоциациях равновесие между новообразованной слюдой и ранее существовавшими минералами чаще не устанавливается, но в некоторых образцах метапелитов все же удалось обнаружить равновесный состав минералов. Например, в высокоглиноземистом метапелите 2465v парагенезис граната с двумя слюдами, плаггиоклазом и андалузитом формировалась при 3.4 кбар и 540°C (рис. V-2-3 д), а в обр. Б-20-425 такой же парагенезис без силиката алюминия – при 3.2 кбар и 510°C (рис. V-2-3 е).

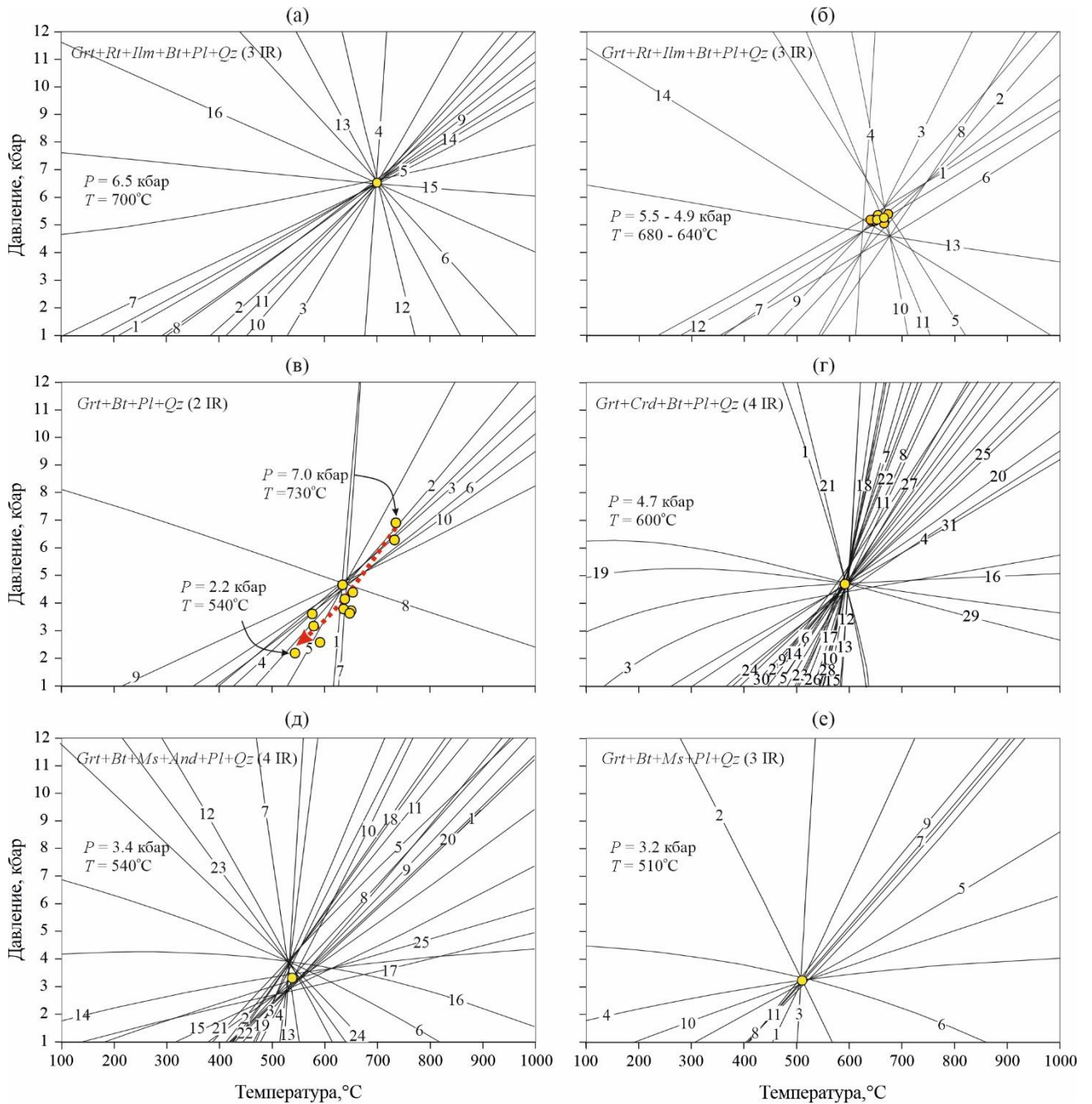


Рисунок V-2-3. P - T диаграммы для метапелитов МТЗ с минеральными парагенезисами пиковой и регрессивной стадий минералообразования. Показаны пересечения линий минеральных реакций для парагенезисов: (а, б) – $Grt + Rt + Ilm + Bt + Pl + Qz$ (а – обр. Б-20-464, б – Б-20-455-2); (в) – $Grt + Bt + Pl + Qz$ (обр. Б-20-439); (г) – $Crd + Grt + Bt + Pl + Qz$ (обр. 5206в); (д) – $Grt + Bt + Ms + And + Pl + Qz$ (обр. 2465в); (е) – $Grt + Bt + Ms + Pl + Qz$ (обр. Б-20-425). Список реакций и их номера приведены в таблице 4.1.

С помощью «классического» подхода минеральной геотермобарометрии были проведены расчеты P - T параметров поздней стадии минералообразования в метапелитах МТЗ. С учетом погрешностей гранат-биотитового термометра (Holdaway, 2000), гранат-биотит-плагноклаз-кварцевого барометра (Wu et al., 2006) и гранат-биотит-мусковит-плагноклазового барометра (Wu, 2015) были получены диапазоны температур и давлений для гранат-биотитовых и гранат-мусковит-биотитовых гнейсов (табл. 4.2). Полученные двумя указанными подходами результаты

не противоречат друг другу.

Результаты термобарометрии свидетельствуют о более низком барическом режиме (1-3 кбар) образования мусковитовых парагенезисов, что согласуется с петрографическими наблюдениями: мусковит чаще всего обнаруживается как наложенный минерал, формирующийся после биотита. Более высокотемпературные (биотитовые) парагенезисы сформировались при более высоком давлении (2-5 кбар) (Балтыбаев, Вивдич, 2021).

5.3. Сверхлитостатическое давление в метаморфических породах Мейерской тектонической зоны

Методом геотермобарометрии, примененным к многочисленным образцам, были получены оценки давления, существенно превышающие максимальные значения, характерные для регионального метаморфизма (Вивдич и др., 2021; Балтыбаев и др., 2025). Согласно данным, представленным в более ранних исследованиях, параметры давления и температуры на пиковой стадии метаморфизма не превышали 5–6 кбар при температуре 750–850°C (в аллохтонном блоке) (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2004а; 2009). В настоящем исследовании, в пределах МТЗ, на основе анализа парагенезисов образцов как метапелитов, так и метабазитов, были установлены значения давления в диапазоне от 7 до 11 кбар.

Минеральные парагенезисы с аномально высокими давлениями в образцах из Мейерской тектонической зоны редки. Чаще всего породы с такими парагенезисами представлены в виде мелких фрагментов обнажений (первые метры или даже меньше), не обладающих какими-либо явными макроскопическими особенностями, которые позволяли бы визуально отличить их от подавляющего большинства окружающих пород. Однако, например, в изученном образце метапелита Б-20-466 на уровне шлифа наблюдается неоднородность, которая проявляется в наличии двух областей с различными минералогическими и структурными особенностями (рис. V-3-1). В первой (справа) – выделяются крупные (до 3 мм) гипидиоморфные порфиробласты граната, демонстрирующие химическую зональность (Рис. II-2-2 а) с высококальциевыми (до 11 мол. % *Grs*) ядрами, также отмечается меньшее количество биотита. Во второй области (слева) зерна граната имеют ксеноморфный облик, по составу относятся к пироп-альмандинам (менее 6 мол. % *Grs*), не проявляют признаков зональности, при этом эта часть обогащена биотитом. Граница между наблюдаемыми частями шлифа постепенная. Проведенная термобарометрия парагенезиса $Grt + Bt + Pl + Qz$ для каждой из областей выявила значительные различия в распределении оценок температуры и давления (рис. V-3-2 а). *P-T* диаграмма для парагенезиса с зональным гранатом из области 1 показывает практический непрерывный тренд снижения давления от 11 до 5.5 кбар и температуры от 800 до 650°C. В результате термобарометрии сосуществующих минералов из области 2 получилось широкое «облако» точек, дающих диапазон изменения давления 5.5–2.0 кбар при 700–550°C.

Результаты расчетов по парагенезису $Grt + Bt + Pl + Qz$ для других образцов метapelитов указывают на становления равновесия между указанными минералами в диапазоне $P = 7.0\text{--}11.0$ кбар при $T = 640\text{--}800^\circ\text{C}$ (рис. V-3-2).

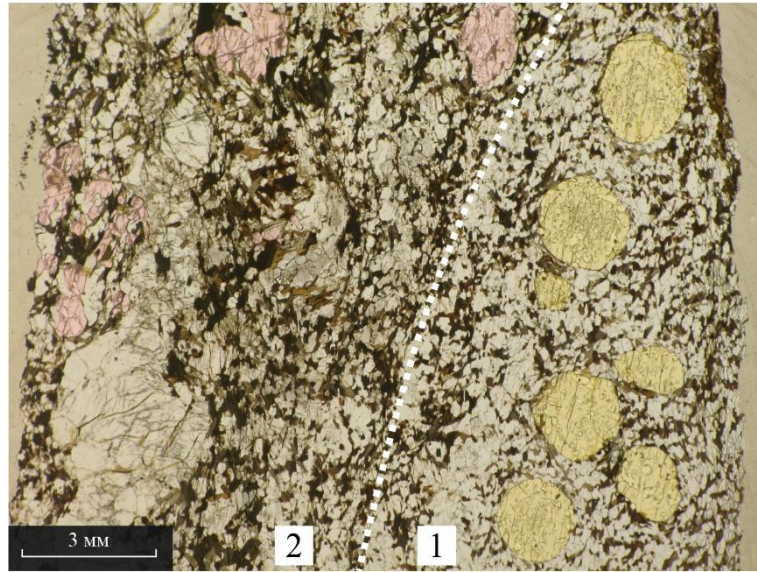


Рисунок V-3-1. Микрофотография образца гранат-биотитового гнейса Б-20-466. Желтым и розовым цветом выделены порфиробласты граната из областей 1 и 2, соответственно.

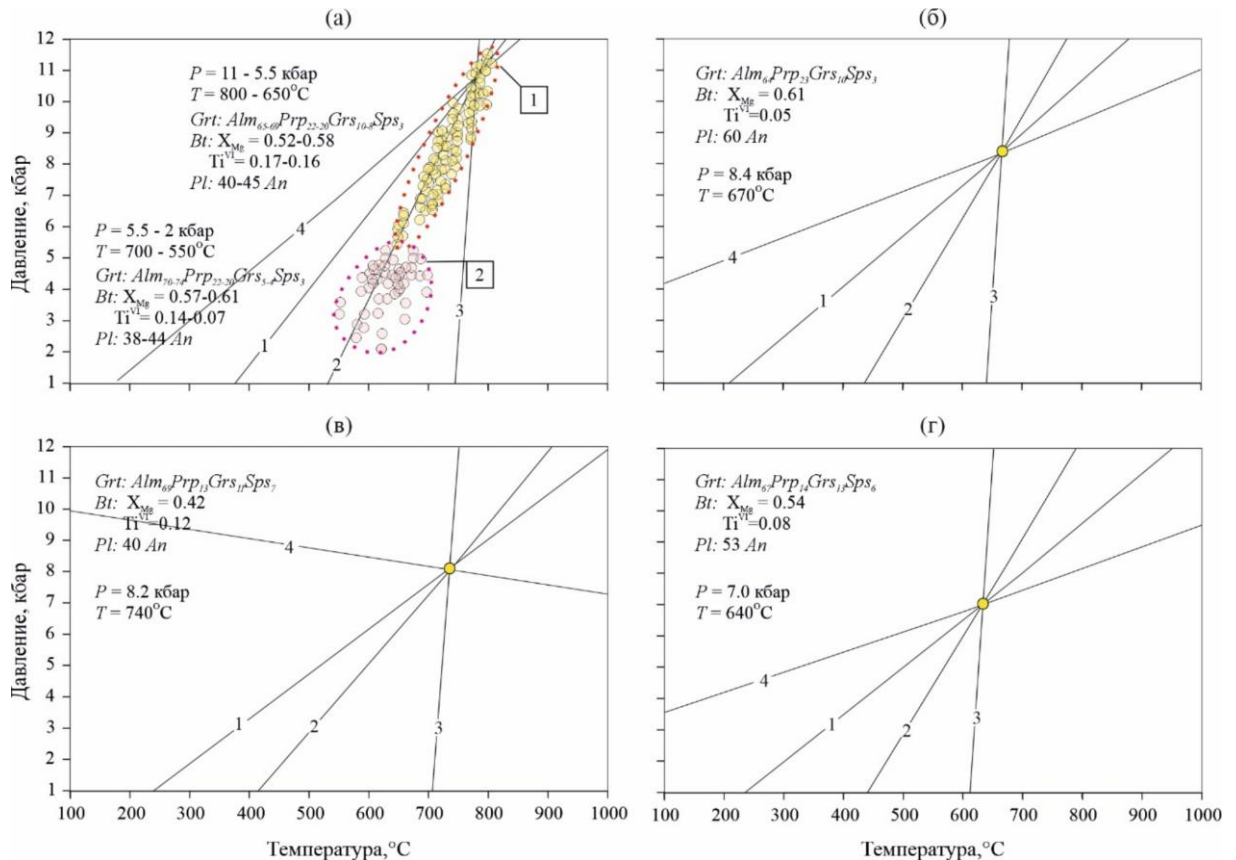


Рисунок V-3-2. P - T диаграммы для образцов гранат-биотитовых гнейсов Мейерской тектонической зоны. На диаграммах номера образцов: Б-20-466 (а), 5445 (б), Б-20-461 (в), Б-22-601 (г). Желтым и розовым цветами на рис. (а) обозначены «облака» точек, полученных при термобарометрии парагенезиса $Grt + Bt + Pl + Qz$ из двух областей на рис. V-3-1. Цифрами отмечены реакции, приведенные в таблице 4.1.

Методом TWEEQU были также проанализированы минеральные ассоциации метаморфических пород базитового состава. Для парагенезиса $Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$ равновесие наступает при давлении $P = 6.8\text{--}7.2$ кбар (рис. V-3-3 а, б). Методом avPT удалось подтвердить появление повышенного давления в исследуемых образцах метабазитов: для них получены оценки $P = 7.7$ кбар (рис. V-3-3 в) и $P = 8.4$ кбар (рис. V-3-3 г).

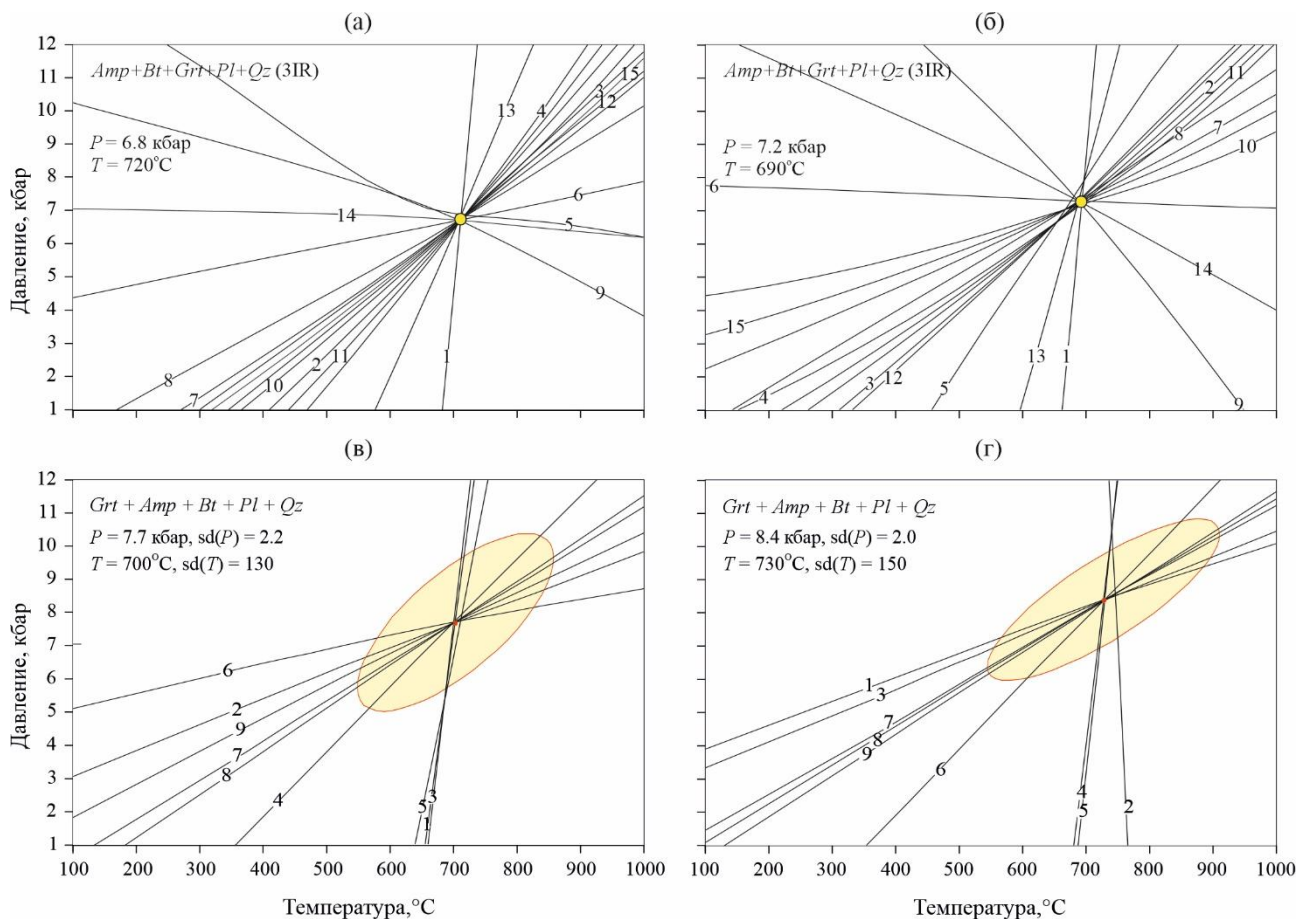


Рисунок V-3-3. P - T диаграммы для парагенезиса $Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$ из образцов метабазитов Б-22-526 (а, в) и Б-22-613 (б, г). Расчеты выполнены в программах winTWQ (а, б) и THERMOCALC (в, г). Цифрами отмечены реакции, приведенные в таблице 4.1.

С целью дополнительной проверки полученных оценок P - T параметров гранатовых амфиболитов также был использован метод минеральной термобарометрии (Dale et al., 2000). Расчеты показали наибольшие значения: $P = 8\text{--}9$ кбар и $T = 670\text{--}700^\circ\text{C}$ для обр. Б-22-613. При этом по составу близко расположенных друг к другу граната и амфибола (рис. IV-2-3) фиксируется наиболее высокое давление, достигающее 9.3 кбар при температуре около 700°C . Для парагенезиса из обр. Б-20-450 получены значения $P = 8.6$ кбар и $T = 750^\circ\text{C}$ (табл. 4.3). Химический состав минералов амфиболита Б-22-526, в котором наблюдаются признаки гетерогенности, выявил значения $P = 5.0$ кбар и $T = 560^\circ\text{C}$ (табл. 4.3).

Для проверки вероятности образования относительно высокотемпературных минеральных парагенезисов, моделирование условий образования метапелитов и метабазитов проводилось методом построения псевдосечений в программном комплексе Perple_X. В модельных

построениях $x\text{CO}_2$ менялась от 0.3 до 0.7, по данным изучения флюидных включений в метаосадочных и метаинтрузивных породах Северного Приладожья, включая породы тектонической зоны (Балтыбаев и др., 2000; 2022).

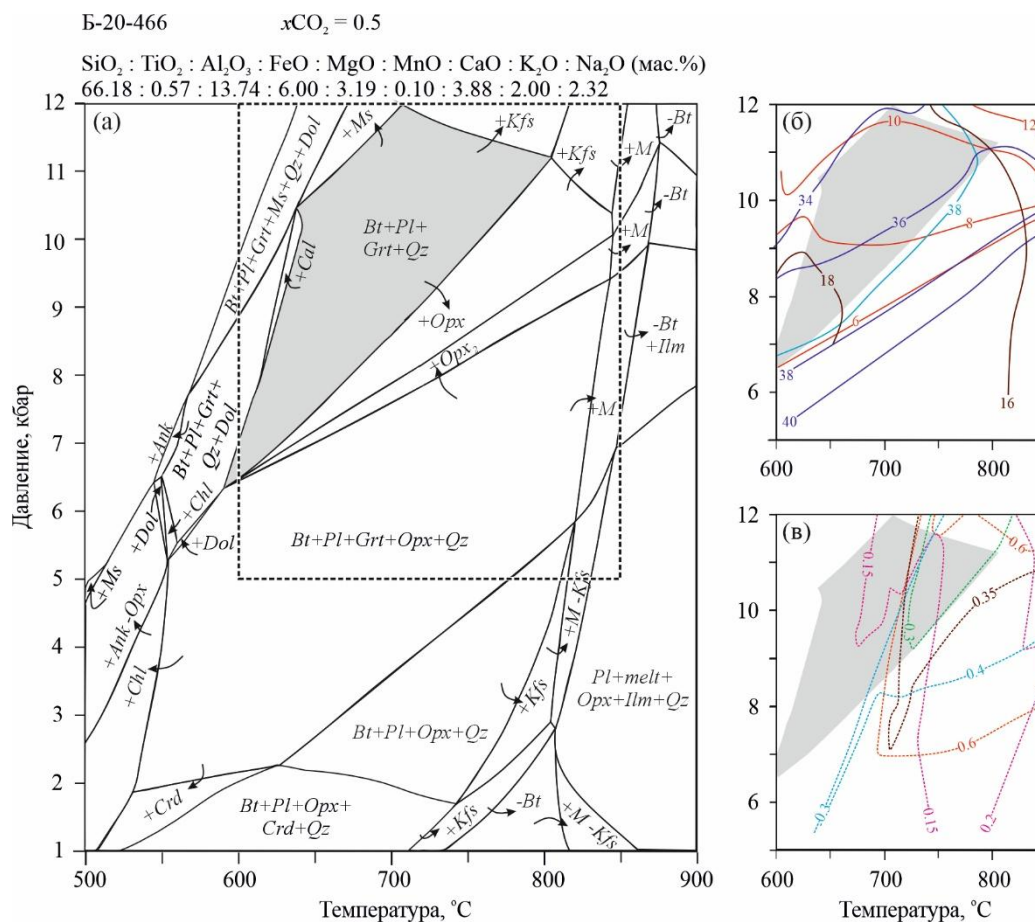


Рисунок V-3-4. Результаты компьютерного моделирования минерального состава метапелита Б-20-466 при $x\text{CO}_2 = 0.5$. (а) – псевдосечение с выделением поля устойчивости (серый цвет) минерального парагенезиса обр. Б-20-466; (б) – диаграмма с изомодами (сплошные линии), отражающими содержание (в об. %) *Grt* (красные линии), *Bt* (коричневые линии), *Pl* (синие линии), *Qz* (голубые линии); (в) – диаграмма с изоплетами (пунктирные линии) содержания (в долях ед.) *Alm* (красные линии), *Prp* (фиолетовые линии), *Grs* (зеленые линии), *An* (синие линии) и *Ann* (коричневые линии). Знаками «+» и «-» показано, соответственно, присутствие или отсутствие минеральной фазы в поле. Исключены поля с чистыми *Ab*, *Pg*, а также не отображены фазы, содержание которых менее 1 об. %.

Выявлено, что в гранат-биотитовом гнейсе Б-20-466 парагенезис $Bt + Pl + Grt + Qz$ устойчив в широком диапазоне условий: $T = 590\text{--}800^\circ\text{C}$ и $P = 6.4\text{--}12.0$ кбар (рис. V-3-4 а). Примечательно, что сдвиг в область повышенных температур (до $\sim 800^\circ\text{C}$) при $P > 11$ кбар приводит к появлению в указанном парагенезисе *Kfs*, микроскопические зерна которого обнаружены в породе в ходе рентгеноспектрального микроанализа. Моделируемый минеральный состав хорошо воспроизводит реально наблюдаемый в шлифе (рис. V-3-4 б). Максимальная суперпозиция изоплет, отражающих состав сосуществующих минералов в метапелите, локализована в области $T \sim 720^\circ\text{C}$ и $P \sim 11\text{--}12$ кбар (рис. V-3-4 в) (Балтыбаев и др., 2025).

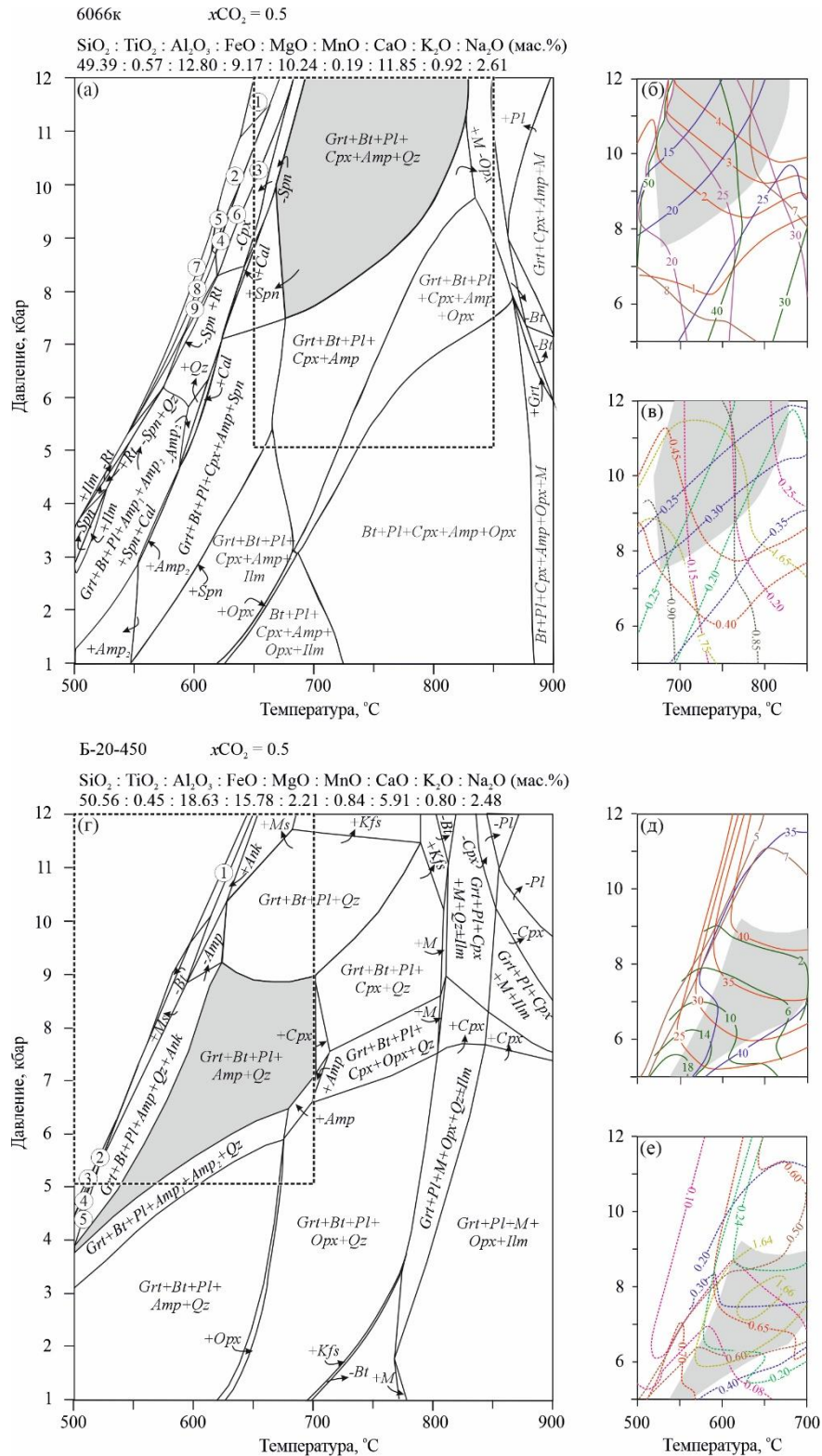


Рисунок V-3-5. Результаты компьютерного моделирования минерального состава метабазитов 6066к (а–в) и Б-20-450 (г–е) при $x\text{CO}_2 = 0.5$. (а, г) – псевдосечения с выделением поля устойчивости (серый цвет) минеральных парагенезисов в обр. 6066к (а) и Б-20-450 (г); (б, д) – диаграммы с изомодами (сплошные линии), отражающими содержание (в об. %) *Cpx* (серые линии), *Hbl* (оранжевые линии), *Grt* (красные линии), *Pl* (синие линии), *Bt* (коричневые линии); (в, е) – диаграммы с изоплетами (пунктирные линии) содержания (в долях ед.) *Alm* (красные линии), *Prp* (фиолетовые линии), *Grs* (зеленые линии), *An* (синие линии) и *Ann* (коричневые линии), *Di* (серые линии) и Ca^{2+} (ф.к.) в *Hbl* (оранжевые линии). Прочие условные знаки и условия построений аналогичны рис. V-3-4. Расшифровка номеров полей (а, г) приведена в таблице 4.1.

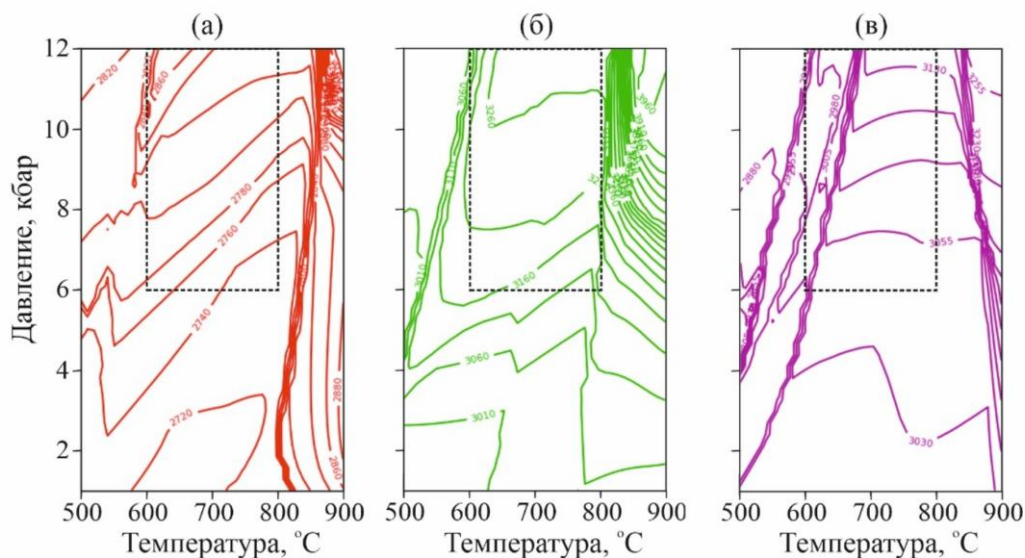
Для пироксен-роговообманкового сланца 6066к характерный парагенезис $Grt + Bt + Pl + Crx + Amp + Qz$ устойчив в области $T = 670\text{--}810^\circ\text{C}$ и $P > 7.3$ кбар (рис. V-3-5 а). Реальный минеральный состав по изомодам воспроизводится в условиях $T \sim 750^\circ\text{C}$ и $P \sim 9.0$ кбар (рис. V-3-5 б).

В образце Б-20-450, примечательном по содержанию граната (до 50 об.%), поле с искомым парагенезисом имеет достаточно широкий диапазон существования по давлению от 4 до 9 кбар (рис. V-3-5 г), однако по суперпозиции изомод (рис. V-3-5 д) и изоплет (рис. V-3-5 е) можно локализовать область до $T = 600\text{--}700^\circ\text{C}$ и $P \sim 8\text{--}9$ кбар.

5.4. Влияние реологических свойств пород и вариаций химического состава среды минералообразования на генерацию и сохранность парагенезисов сверхдавления

Реологические свойства пород. В ходе исследований обнаружилось, что при мультиравновесной геотермобарометрии парагенезисов метабазитов систематически получаются более низкие оценки давления, чем по метапелитам (рис. V-3-2, V-3-3). В то время как по парагенезисам метапелитов получены оценки в диапазоне от 7 до 11 кбар (метод TWEEQU), равновесие в парагенезисах метабазитов наступает при максимальных $\sim 7\text{--}7.5$ кбар (метод TWEEQU) и $7.7\text{--}8.4$ кбар (метод avPT).

Более низкие давления, возможно, отражают различия в механических и реологических свойствах метабазитов и метапелитов. С помощью модуля WERAMI программного комплекса *Perple_X* были получены и проанализированы свойства трех образцов контрастного химического состава: гранат-биотитового гнейса Б-20-466, амфибол-гранат-плагиоклазового гнейса Б-20-450, гранатового амфиболита 6066к в диапазоне $P = 6\text{--}12$ кбар и $T = 600\text{--}800^\circ\text{C}$.



Ожидаемым отличием является разница в плотностях горных пород: в метапелитах (обр. Б-20-466) плотность меняется от ~ 2740 до 2820 кг/м^3 с крутым положительным наклоном изолиний относительно оси температур (рис. V-4-1 а), а для метабазитов (обр. Б-20-450 и 6066к) наклон линий более пологий (более выраженная зависимость от давления, чем от температуры) при более высоких значениях плотности (от ~ 3160 до $\sim 3200 \text{ кг/м}^3$ и ~ 3050 до 3130 кг/м^3) (рис. V-4-1 б, в).

Изменения модуля объемного сжатия K (модуля объемной упругости) и модуля сдвига G имеют одинаковый характер для одного и того же образца, но заметно различаются у сравниваемых групп пород. Модуль объемного сжатия K породы отражает ее способность сопротивляться изменению объема под действием всестороннего сжатия: породы с большим модулем сжатия более устойчивы к давлению и деформациям. Модуль сдвига G – величина, которая показывает устойчивость вещества к изменению формы под действием касательных напряжений: чем он выше, тем труднее деформировать породу.

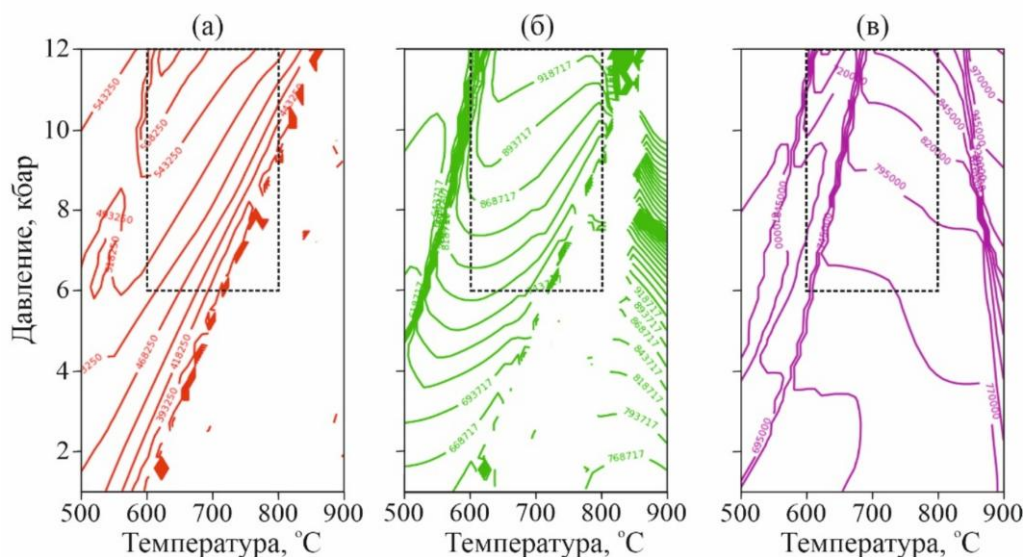


Рисунок V-4-2. Графики изменения величины модуля объемного сжатия K образцов Б-20-466 (а), Б-20-450 (б), 6066к (в). Значения изолиний на графиках приведены в барах.

В случае метапелита модули K и G быстро растут с увеличением давления и температуры: $K = 420\text{--}580$ кбар, $G = 140\text{--}200$ кбар (рис. V-4-2 а). В случае метабазитов параметры менее чувствительны к температуре. Для обр. Б-20-450 $K = 830\text{--}934$ и $G = 260\text{--}310$ кбар; положительный наклон изолиний становится более крутым с ростом температуры (рис. V-4-2 б). Для обр. 6066к $K = 770\text{--}870$ кбар и $G = 260\text{--}300$ кбар; наклон становится отрицательным с ростом температуры (рис. V-4-2 в).

Теплоемкость метапелита и метабазитов увеличивается незначительно: от 110 до 130 Дж/(К·моль) и ~ 100 до 110–115 Дж/(К·моль). Коэффициент Пуассона для всех образцов постоянный – 0.35.

Исходя из вышеприведенных данных можно предположить, что при прочих равных параметрах менее плотные и менее прочные метапелиты с ростом давления подвергаются большим деформациям, чем более плотные и более жесткие metabazity. В поле повышенных давлений процесс уплотнения пород сопровождается протеканием минеральных реакций и преобразованием исходных минеральных ассоциаций. В метапелитах, например, происходит формирование высококальциевых гранатов, магнезиальных биотитов с относительно повышенным содержанием титана и кальциевого плагиоклаза. Metabazity на аналогичные условия реагируют менее выражено благодаря своим прочностным и упругим свойствам, вследствие чего изменение состава сосуществующих минералов не отражает в полной мере величины нагрузки, которую испытывала порода. Воздействие флюида и плавление пород могут оказывать ключевое влияние на фиксируемые P - T параметры у двух групп пород.

Нельзя также исключать возможность переуравновешивания состава сосуществующих минералов в metabazity в процессе релаксации. Для метапелитовых и metabazитовых минеральных систем характерно постпиковое снижение P - T параметров, что сопровождается преобразованиями, включая изменение состава породообразующих минералов и полное или частичное их замещение.

Влияние состава флюида. Существенное влияние на положение и устойчивость искомого минерального парагенезиса при моделировании оказывает флюид. Все расчеты методом минимизации энергии Гиббса проводились в условиях насыщения водно-углекислотным флюидом CORK (Holland, Powell 1991, 1998) ввиду согласованности указанного уравнения состояния флюида с используемой при расчетах базы термодинамических данных *hp2ver* (Holland, Powell, 2011). Построение диаграмм в координатах $x\text{CO}_2 - T$ выполнено для образцов метапелита Б-20-466 и metabazитов Б-20-450, 6066к в диапазоне $T = 580\text{--}800^\circ\text{C}$ при фиксированном $P = 8.5$ кбар (рис. V-4-3). Особый интерес представляли предельные значения $x\text{CO}_2$, при которых в парагенезисе становятся устойчивы карбонаты (кальцит, доломит, анкерит), не наблюдаемые в породах.

Согласно результатам расчетов, парагенезис $Grt + Bt + Pl + Qz$ метапелита Б-20-466 сохраняется в широком диапазоне температур $600\text{--}700^\circ\text{C}$ при $x\text{CO}_2$ от 0.3 до 0.8 (рис. V-4-3 а). При 680°C фиксируется максимальное значение $x\text{CO}_2 = 0.8$ с сохранением искомого минерального состава. С границей выделенного серого поля совпадает граница появления карбонатов: ее положение и наклон выявляет прямую зависимость между ростом температуры и ростом $x\text{CO}_2$ во флюиде, необходимой для устойчивости парагенезисов с карбонатами.

В амфибол-гранат-плагиоклазовом гнейсе Б-20-450 в диапазоне от 580 до $\sim 630^\circ\text{C}$ карбонаты появляются, соответственно, при $x\text{CO}_2 \sim 0.33$ и 0.6 (рис. V-4-3 б). При 640°C и $x\text{CO}_2 >$

0.6 искомый парагенезис перестает быть устойчивым (исчезает амфибол) (рис. V-4-3 б), что в данном случае является ограничивающим фактором.

В случае с гранатовым амфиболитом 6066к предельными максимальными значениями устойчивости искомого минерального парагенезиса являются $x\text{CO}_2 = 0.85$ при $T \sim 660^\circ\text{C}$ (рис. V-4-3 в). Ниже указанной температуры (диапазон $580\text{--}650^\circ\text{C}$) карбонаты появляются при $x\text{CO}_2 \geq 0.1$ (рис. V-4-3 в).

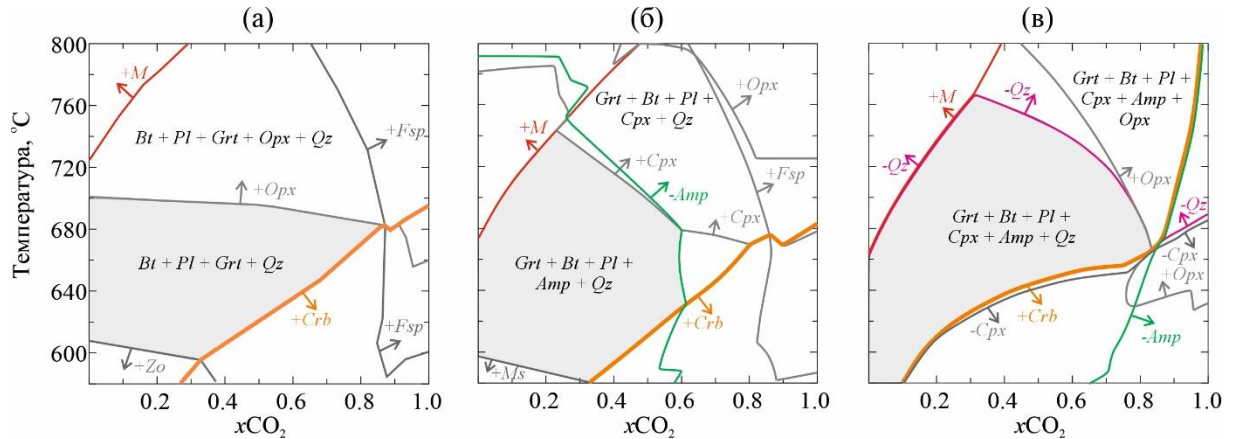


Рисунок V-4-3. Диаграммы $x\text{CO}_2 - T$ для образцов Б-20-466 (а), Б-20-450 (б), 6066к (в). Расчеты выполнены при $P = 8.5$ кбар. Серым цветом выделены псевдосечения с подходящим парагенезисом. Знаками «+» и «-» показано появление или исчезновение указанной стрелкой минеральной фазы. Линиями обозначены границы появления / исчезновения ключевых минеральных фаз: *Crb* (оранжевая линия), *Amp* (зеленая линия), расплава *M* (красная линия), *Qz* (розовая линия), *Opx*, *Cpx*, *Fsp*, *Zo*, *Ms* (серые линии).

Таким образом, выбранное значение $x\text{CO}_2 = 0.5$ для водно-углекислотного флюида в большинстве представленных ранее построениях (рис. V-3-4, V-3-5) не противоречит приведенным выше результатам моделирования, так как парагенезисы высоких давлений воспроизводятся в широком диапазоне $x\text{CO}_2$ ($T = 580\text{--}650^\circ\text{C}$): $\sim 0.3\text{--}0.8$ в случае метапелита Б-20-466; $\sim 0.3\text{--}0.6$ и $\sim 0.1\text{--}0.85$, соответственно, для metabazites Б-20-450 и 6066к.

Влияние состава породы. В metabazites отсутствие устойчивых минеральных реакций («barebone» в английской терминологии) приводит к значительным вариациям строения фазовых диаграмм. Для выявления ключевых компонентов, изменение или постоянство которых оказывает существенное влияние на состав пород, были применены построения с участием химических потенциалов породообразующих оксидов.

Результаты моделирования для образца гранатового амфиболита Б-22-613 (рис. V-4-4 а–д) получены при фиксированных значениях $T = 700^\circ\text{C}$, $P = 7.3$ кбар, $x\text{CO}_2 = 0.3$. Наиболее существенное влияние на формирование минерального парагенезиса имело изменение химического потенциала калия $\mu\text{K}_2\text{O}$: уменьшение его до диапазона $(-855)\text{--}(-880)$ кДж/моль ограничивает «биотитизацию» породы и приводит к появлению необходимого количества амфибола. При этом пределы изменения химических потенциалов ключевых петрогенных оксидов также невелики (рис. V-4-4 ж, з) (Балтыбаев и др., 2025).

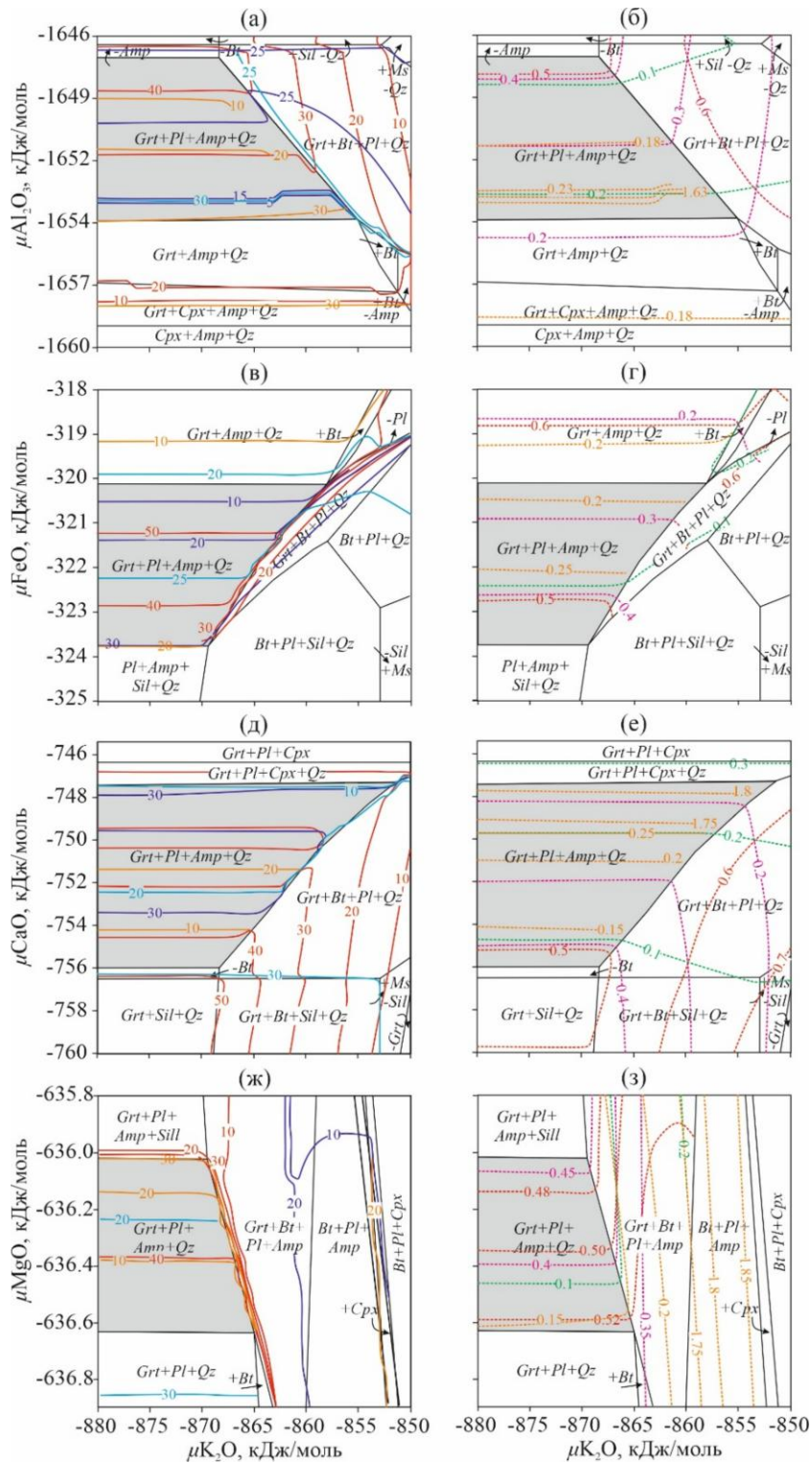


Рисунок V-4-4. Диаграммы в координатах (а, б) $\mu\text{Al}_2\text{O}_3 - \mu\text{K}_2\text{O}$; (в, г) $\mu\text{FeO} - \mu\text{K}_2\text{O}$; (д, е) $\mu\text{CaO} - \mu\text{K}_2\text{O}$; (ж, з) $\mu\text{MgO} - \mu\text{K}_2\text{O}$, построенные для метабазита Б-22-613. (а, в, д, ж) – диаграммы с изомодами (сплошные линии), показывающими содержание (в об. %) породообразующих минералов: *Hbl* (оранжевые линии), *Grt* (красные линии), *Pl* (синие линии), *Qz* (голубые линии); (б, г, е, з) – диаграммы с изоплетами (пунктирные линии), отвечающими содержанию (в долях ед.) *Alm* (красные линии), *Prp* (фиолетовые линии), *Grs* (зеленые линии), и Ca^{2+} в *Hbl* (оранжевые линии). Знаками «+» и «-» показано присутствие или отсутствие указанной стрелкой минеральной фазы в поле. Серым цветом выделены псевдосечения с подходящим парагенезисом. Исходный состав породы (в вес. %): $\text{SiO}_2 = 49.55$, $\text{TiO}_2 = 1.04$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.07$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 13.55$, $\text{MnO} = 0.22$, $\text{MgO} = 6.2$, $\text{CaO} = 5.89$, $\text{Na}_2\text{O} < 0.1$, $\text{K}_2\text{O} = 3.12$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.32$.

Также для проверки условий появления в парагенезисе метapelитов и metabазитов силикатов алюминия (кианита, силлиманита) для образцов Б-20-466, Б-20-450, 6066к построены диаграммы в координатах $\text{CaO} - T$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 - T$ при фиксированном $P = 8.5$ кбар и $x\text{CO}_2 = 0.5$ (рис. V-4-5). Реальное содержание оксидов в породе указано в середине горизонтальных осей (3.88 вес. % CaO и 13.74 вес. % Al_2O_3 в обр. Б-20-466; 5.91 вес. % CaO и 18.63 вес. % Al_2O_3 в обр. Б-20-450; 11.85 вес. % CaO и 12.80 вес. % Al_2O_3 в обр. 6066к)

Для гранат-биотитового гнейса Б-20-466 примечательно появление силиката алюминия при содержании $\text{CaO} < 3.0$ вес. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15.4$ вес. % (рис. V-4-5 а, г). Искомый парагенезис амфибол-гранат-плаггиоклазового гнейса Б-20-450 формирует небольшое поле в диапазоне температур 590–710°C при содержании CaO от ~ 5.2 до 7.4 вес. %; Al_2O_3 от 14.0 до 21.0 вес. %. Кианит и силлиманит возможны лишь при понижении содержания CaO ниже 3.0 вес. %, Al_2O_3 выше 23.3 вес. % (рис. V-4-5 б, д). Парагенезис metabазита 6066к образует поле в широком интервале температур при содержании CaO от 8.9 до 13.3 вес. % и $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 9.6$ вес. % (рис. V-4-5 в, е). Силикаты алюминия на всем диапазоне изменения параметров не образуются.

Таким образом, несмотря на выявленные по некоторым парагенезисам условия повышенных давлений (7–11 кбар), в изученных образцах метаморфических пород не зафиксирован ни один случай обнаружения кианита. Согласно результатам моделирования, это легко объясняется неподходящим валовым составом пород для образования указанной минеральной фазы.

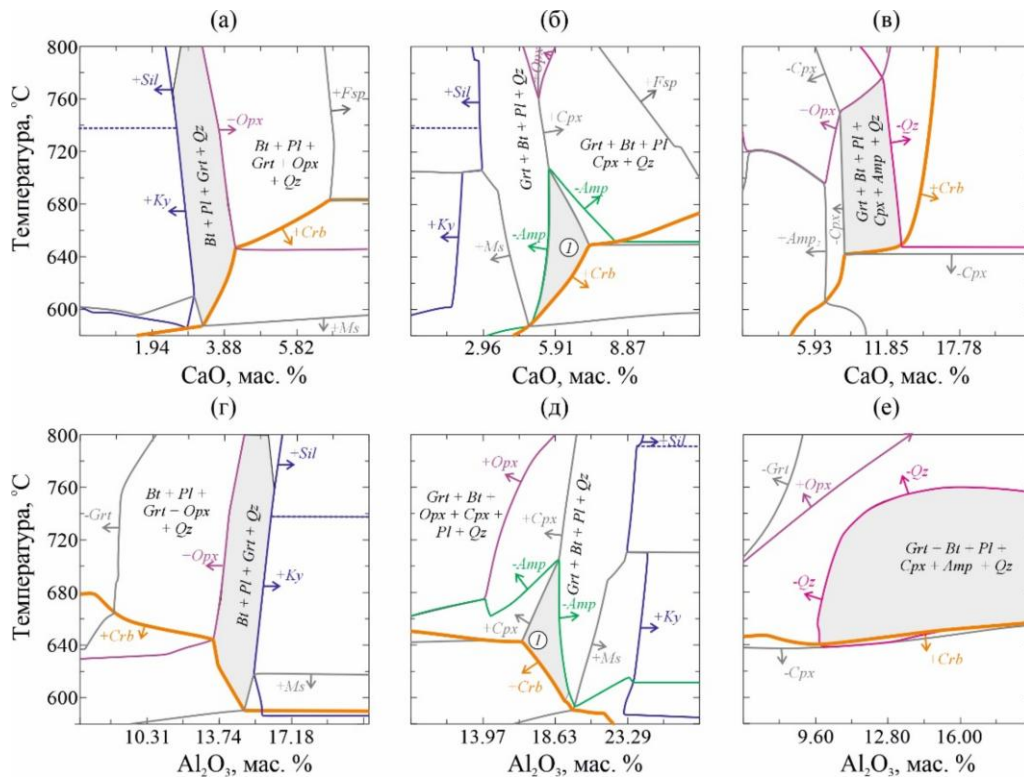


Рисунок V-4-5. Диаграммы зависимости содержания CaO (а, б, в) и Al_2O_3 (г, д, е) от T для образцов Б-20-466 (а, г), Б-20-450 (б, д), 6066к (в, е). Расчеты выполнены при фиксированных $P = 8.5$ кбар $xCO_2 = 0.5$. Цифрой 1 на (б, г) обозначено поле с парагенезисом $Grt + Bt + Amp + Pl + Qtz$ обр. Б-20-450. Серым цветом выделены псевдосечения с подходящим парагенезисом. Знаками «+» и «-» показано появление или исчезновение указанной стрелкой минеральной фазы. Линиями обозначены границы появления / исчезновения ключевых минеральных фаз: *Crb* (оранжевая линия), *Amp* (зеленая линия), *Ky / Sil* (синяя линия), *Opx* (фиолетовая линия) *Qtz* (розовая линия), *Cpx*, *Fsp*, *Ms*, *Grt*, *Amp*₂ (серые линии).

5.5. Термотектоническая численная модель эволюции P - T параметров в зоне надвига

На основе геологических данных была построена термомеханическая модель развития коры в районе Мейерского надвига и выбраны граничные условия, соответствующие тектоническому взаимодействию аллохтона (Южный домен, СПП) и автохтона (Северный домен, окраина КК). Такое взаимодействие доменов условно определяется как “коллизия” с целью упрощения изложения. Структура коры в районе Мейерского надвига шириной 20 км задана с учетом ее стратификации по глубине и латеральной неоднородности состава метаморфических комплексов.

Моделирование выполнялось с применением программного пакета MSC.Marc/Mentat 2010. Решались уравнения механического равновесия и уравнения теплопроводности в связанной постановке с реологической моделью поведения вязкоупругопластического материала блоков коры. Подробные формулировки уравнений и описание численного метода приведены в работах (Korobeynikov et al., 2009; Полянский и др., 2010; Reverdatto et al., 2019). Температурные и механические граничные условия модели, описание постановки связанной термомеханической

задачи, элементов построений, выбранных моделей реологического поведения метаморфических пород при умеренных и высоких P – T параметрах, а также сравнение результатов моделирования с другими термомеханическими кодами приведены в работе (Балтыбаев и др., 2025).

Модельная кора соответствует геологическому строению МТЗ (рис. I-1-1). В моделируемой системе эта область рассматривается в составе отдельных блоков (рис. V-5-1). Реологические параметры соответствуют материалам, наиболее близким по составу породам (табл. 5.1).

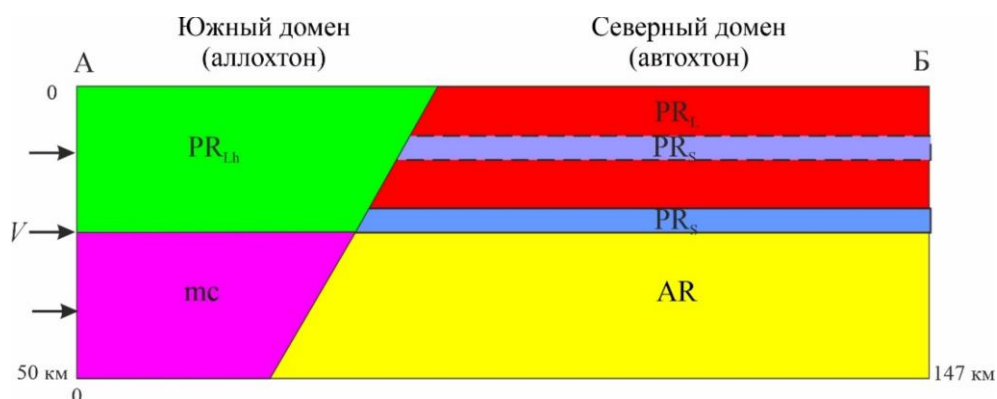


Рисунок V-5-1. Модельная структура коры Мейерской тектонической зоны и геометрия расчетной области. PR_L – ладожская серия; PR_S – сортавальская серия; AR – архейский комплекс; PR_{Lh} – лахденпохская серия; mc – мафическая кора под свекофеннидами. V – скорость перемещения аллохтона (Южный домен) при фиксированном автохтоне (Северный домен). Остальные граничные условия указаны в тексте. Положение метавулканитов сортавальской серии PR_S показано для двух вариантов модели (Балтыбаев и др., 2025) и предусматривает возможное тектоническое усложнение строения разреза.

Численный эксперимент состоит из двух этапов: (1) ко всей области модели прикладывается сила тяжести за произвольный интервал времени (экспериментально подобран интервал 10 лет); (2) задаётся движение левой (рис. V-5-1) границы со скоростью 1 см/год, что соответствует скорости деформации $2 \cdot 10^{-15}$ /с. Поскольку основной целью моделирования было определение распределения давления в деформированной коре при коллизии доменов, длительность моделируемого процесса при движении аллохтона была одинаковой во всех моделях, 1 млн лет. Затем, для оценки устойчивости термодинамических параметров пород, рассчитывалось напряженно-деформированное состояние после прекращения движения блоков в течение 3 млн лет, что предположительно, соответствует общей длительности активной фазы взаимодействия аллохтонного и автохтонного блоков.

Аномальное давление возникает в большинстве расчетов в узкой полосе в нижней коре, на границах раздела блоков аллохтона и автохтона (рис. V-5-2 а, б). Поле распределения динамического давления оказывается неоднородным в условиях взаимодействия блоков разной компетентности: мягкой верхней коры автохтона и жесткой верхней коры аллохтона. Область повышенного давления образуется в средней коре (рис. V-5-2 а). Она имеет эллипсоидную

(сигмоидальную) форму в поперечном к разлому сечении. Максимальное избыточное давление составляет 8–9 кбар при фоновом давлении на данной глубине 4–6 кбар. Стоит отметить, что область повышенного давления распространяется по обе стороны от сместителя и прослеживается примерно на 15 км в удалении от разлома. Картины распределения пластических деформаций (рис. V-5-2 в) указывают на развитие интенсивных движений в верхней коре Северного домена (автохтоне) и в нижней коре Южного домена (аллохтоне), т.е. в наиболее пластичных блоках.

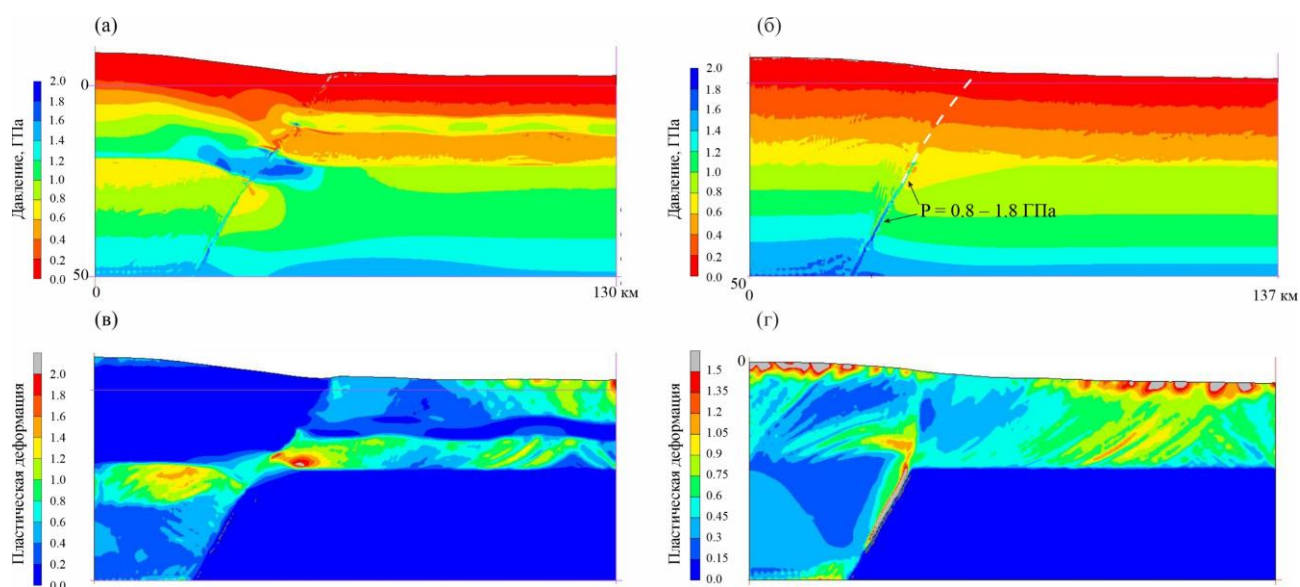


Рисунок V-5-2. Результаты термомеханического моделирования: (а, в) – модель R2-геом2 тектонического взаимодействия аллохтонного и автохтонного блоков Мейерской тектонической зоны (величина горизонтального сжатия коры 11.5%); (б, г) – модель R3-геом2m1m2-m4 с одинаковыми реологическими свойствами блоков верхней коры Южного и Северного доменов (аллохтона и автохтона) и различными свойствами блоков нижней коры (величина горизонтального сжатия коры 7%). (а, б) – общее давление (цветом показано увеличение давления от красного к синему, 1 ГПа = 10 кбар); (б) – интенсивность пластических деформаций. Пунктиром показано положение разлома.

Иной характер деформаций наблюдается в модели R3-геом2m1m2-m4, в которой свойства блоков верхней коры Северного и Южного доменов выбраны одинаковыми, а свойства блоков нижней коры – контрастными (рис. V-5-2 б, г). В одинаковых по прочностным характеристикам блоках верхней коры характер деформации не меняется, тогда как при сжатии контрастных пород она концентрируется в наиболее мягком блоке аллохтона. При указанных комбинациях параметров крупной аномалии давления не появляется, однако фиксируется узкая контактовая аномальная зона на границе раздела доменов (рис. V-5-2 б).

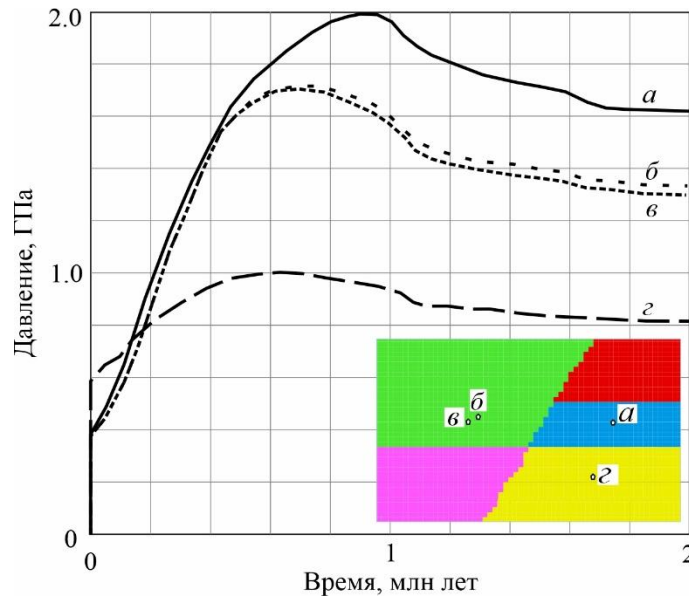


Рисунок V-5-3. Длительность существования нелитостатического давления в приконтактной области в центре модели (см. вставку). Невозмущенное давление на данной глубине составляет 4 кбар (точки а, б, в) и 6 кбар (точка г).

Важным вопросом является не только способ генерации сверхдавления в деформированных породах, но и способность сохранения избыточного давления в течение интервала времени, достаточного для фиксации в метаморфических минералах. Для этого было проведено тестирование модели при конечной длительности сжатия, когда деформирование продолжалось 1 млн лет, а затем следовал этап релаксации в течение 2 млн лет в неподвижной среде. На рис. V-5-3 показана эволюция общего давления в точках вблизи контакта блоков. Момент достижения максимального давления наступает в интервале 0.5–1 млн лет и зависит от положения относительно плоскости надвига и реологических свойств блока коры. После прекращения сближения блоков в течение 1 млн лет наступает релаксация напряжений к литостатическим, начальная стадия этого процесса соответствует ниспадающим сегментам кривых на рис. V-5-3.

Полученные результаты подчеркивают важность изучения при метаморфизме пород как природу температуры, так и давления, поскольку не всегда давление соответствует литостатическому, о чем уже сообщалось в ряде работ (Gerya, 2015; Zuza et al., 2022; Полянский и др., 2024 и др.).

Таким образом, в рассматриваемой упрощенной структуре коры, жесткий блок архейского основания КК и протерозойский гранулитовый блок части СПП контролируют условия формирования аномалий сверхлитостатического давления по обе стороны от главного сместителя Мейерского надвига. В численных экспериментах повышенное давление в надвиговой зоне составляет 8–9 кбар при фоновом давлении на данной глубине 4–6 кбар.

5.6. Общий P - T тренд эволюции минералообразования

Общий схематичный тренд эволюции P - T условий метаморфизма пород Мейерской тектонической зоны представлен на рис. V-6-1. Впервые полученные по реликтовым минералам P - T параметры указывают, что породы автохтона испытали прогрессивный метаморфизм с изменением P - T условий по «часовой стрелке». Такой тип P - T трендов характерен для коллизионного метаморфизма в конвергентных тектонических обстановках (например, Лиханов, 2020 и ссылки в ней). Он контролируется на регрессивном этапе синхронным охлаждением и сбросом давления, связанными с эрозионной денудацией перекрывающих комплексов.

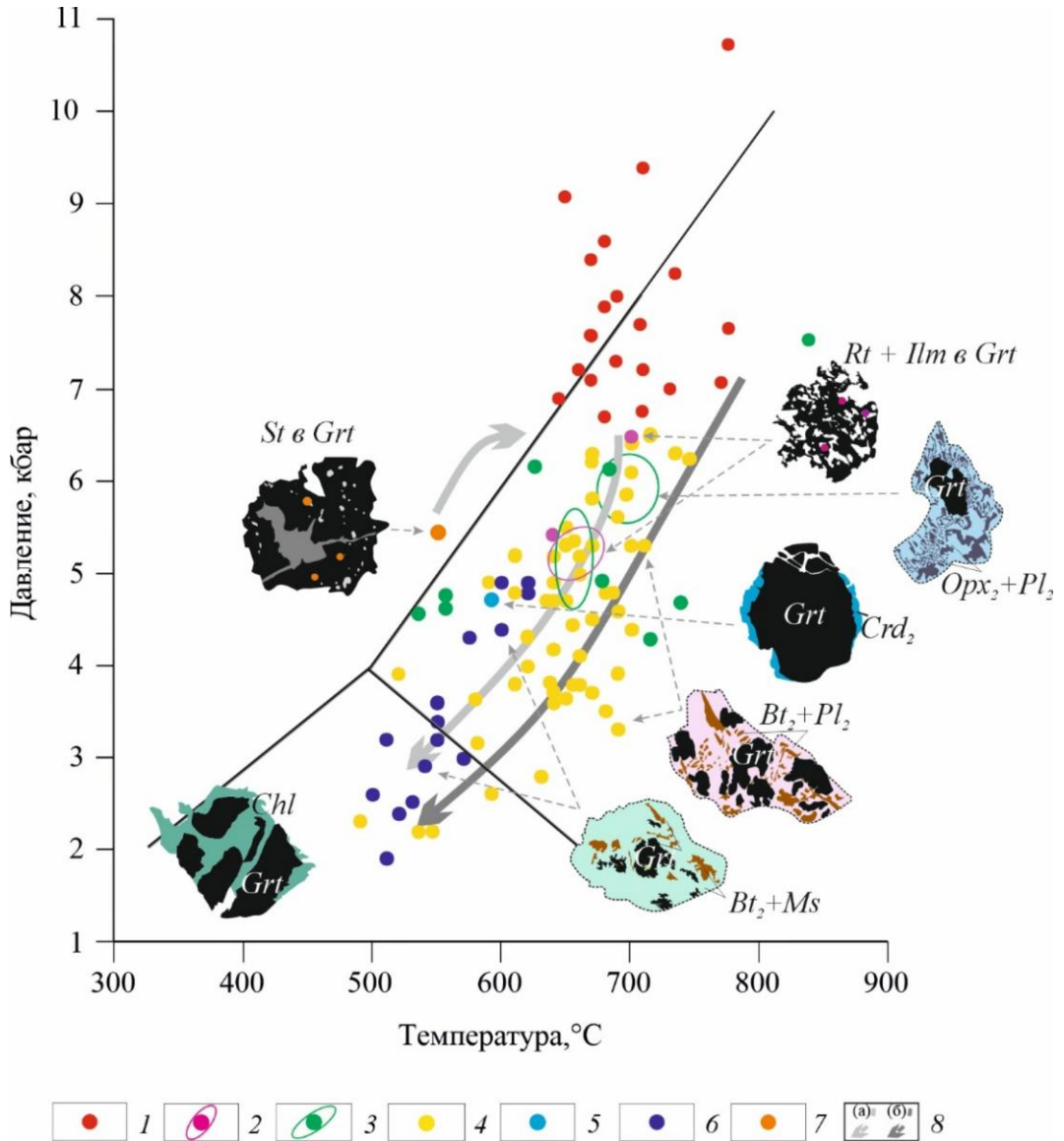


Рисунок V-6-1. P - T тренд развития метаморфических пород Мейерской тектонической зоны. 1–7: области и отдельные точки P - T оценок, полученных мультиравновесным подходом минеральной геотермобарометрии, для парагенезисов: 1 – оценки сверхдавления по парагенезисам $Grt + Bt + Pl + Qz$ метапелитов и $Grt + Hbl \pm Bt + Pl + Qz$ metabазитов; 2 – $Grt + Bt + Ilm + Rt + Pl + Qz$; 3 – $Grt \pm Hbl \pm Opx + Pl \pm Bt + Qz$; 4 – $Grt + Bt + Pl + Qz$; 5 – $Crd + Grt + Bt + Pl + Qz$; 6 – $Grt + Bt + Ms \pm And + Pl + Qz$; 7 – $St + Grt + Pl$; 8 – P - T тренды для автохтонного (а) и аллохтонного (б) блоков. Тройная точка Al_2SiO_5 по (Holdaway, 1971).

Тот факт, что эксгумация комплекса начиналась с глубины порядка 16–18 км в условиях гранулитовой фации, подтверждается находкой ортопироксен-плагноклазовых симплектитов вокруг граната. В ходе подъема гранулитов к поверхности, пластичные деформации в сдвиговых зонах, вероятно, сменялись хрупкими, что делало эти зоны благоприятными каналами для активной миграции флюидов. Этот процесс привел к замещению ранних высокотемпературных парагенезисов ассоциациями с водосодержащими минералами как в аллохтонном, так и в автохтонном блоках Мейерской тектонической зоны (Балтыбаев, Вивдич, 2021; Вивдич и др., 2021; 2024).

Отдельно стоит остановиться на значениях давления, превышающих 5–6 кбар. Как показали расчеты термомеханического моделирования, возникающие аномалии давления в зоне надвига могут продержаться геологически значимое время (первые млн лет), необходимое для формирования новых минеральных парагенезисов. В таком случае минеральные равновесия будут соответствовать тектонически-индуцированным новым P - T параметрам. Это позволяет заключить, что локальные превышения давления на 1–6 кбар над литостатическим, установленные по минеральным геобарометрам, могут объясняться тектоническим взаимодействием блоков, а не являться следствием высокой погрешности применяемых геобарометров.

Также следует подчеркнуть, что согласно современной геодинамической интерпретации строения и развития Свекофеннского орогена, палеопротерозойская ювенильная кора образовалась в результате аккреции дуговых комплексов на архейский континент (Gaal, Gorbachev, 1987; Nironen, 1997; Lahtinen et al., 2002 и др.). На всей площади этого орогена и прикратонной части исследователями четырех стран (России, Финляндии, Швеции, Норвегии) за многолетние исследования не фиксировались свекофеннские породы, давление при метаморфизме которых превышало бы 5–6 кбар, что крайне свойственно для аккреционных комплексов, в отличие от коллизионных. Учитывая большую детальность изучения орогена многими международными научными коллективами (Korsman et al., 1999 и ссылки в ней), маловероятно, что в этой структуре есть неизвестные реликтовые высокобарические породы, не связанные с аккреционным этапом развития. Поэтому мы полагаем, что изученные породы представляют единый разрез ладожской (лахденпохской) серии и относятся к одному уровню глубинности, а минеральные метаморфические парагенезисы в них отражают специфику локальной эволюции P - T параметров при тектоническом взаимодействии двух блоков.

Краткие выводы к главе

Для пород Мейерской тектонической зоны восстановлен P - T тренд развития путем анализа минеральных парагенезисов и их ассоциаций.

По составу реликтового ставролита и других минералов-включений в порфиробластах граната получены P - T параметры прогрессивной стадии метаморфизма автохтонного блока – $T = 500$ – 600°C и $P \sim 5$ кбар.

Регрессивная стадия минералообразования начиналась с декомпрессии при температуре порядка 700 – 750°C со сменой гранулитовых гиперстенсодержащих парагенезисов более низкотемпературными – амфиболсодержащими. Дальнейшее понижение P - T параметров метаморфизма до минимальных значений $T = 500$ – 550°C и $P = 2$ – 3 кбар сопровождалось активным образованием водосодержащих минералов.

Тренд эволюции P - T параметров минералообразования направлен «по часовой стрелке» и отражает эксгумацию свекофеннского гранулитового комплекса в ходе орогенеза.

Пиковые условия метаморфизма в Мейерской тектонической зоне составляют 7 – 11 кбар, что на 1 – 6 кбар превышает давления, характерные для метаморфизма окружающих надвиговую зону пород. Максимальные оценки давления получены по высококальциевым гранатам (до 25 мол. % *Grs* в метабазитах и до 10 – 12 мол. % в метапелитах) в парагенезисе с плагиоклазом среднего состава. Указанные порфиробласты граната также отличаются от прочих лучшей сохранностью морфологии зерен.

Термомеханическое численное моделирование согласуется с результатами минеральной геотермобарометрии и подтверждает возможность возникновения локальных очагов повышенного и пониженного давления при формировании МТЗ. Поле динамического давления оказывается неоднородным в условиях взаимодействия блоков разной компетентности – мягкой верхней коры автохтона и жесткой верхней коры аллохтона. По результатам численного моделирования, максимальное избыточное давление составляет 8 – 9 кбар при «фоновом» 4 – 6 кбар.

ГЛАВА 6. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

В тектонически ослабленной Мейерской зоне процесс усиленной инфильтрации флюидов способствовал развитию вторичного куммингтонита, кальциевого амфибола, биотита, мусковита, хлорита по более высокотемпературным парагенезисам (рис. II-1-1). Широкое развитие процесса дегранатизации в зоне надвига также является петрологическим выражением действия флюида на породы (рис. VI-1-1).

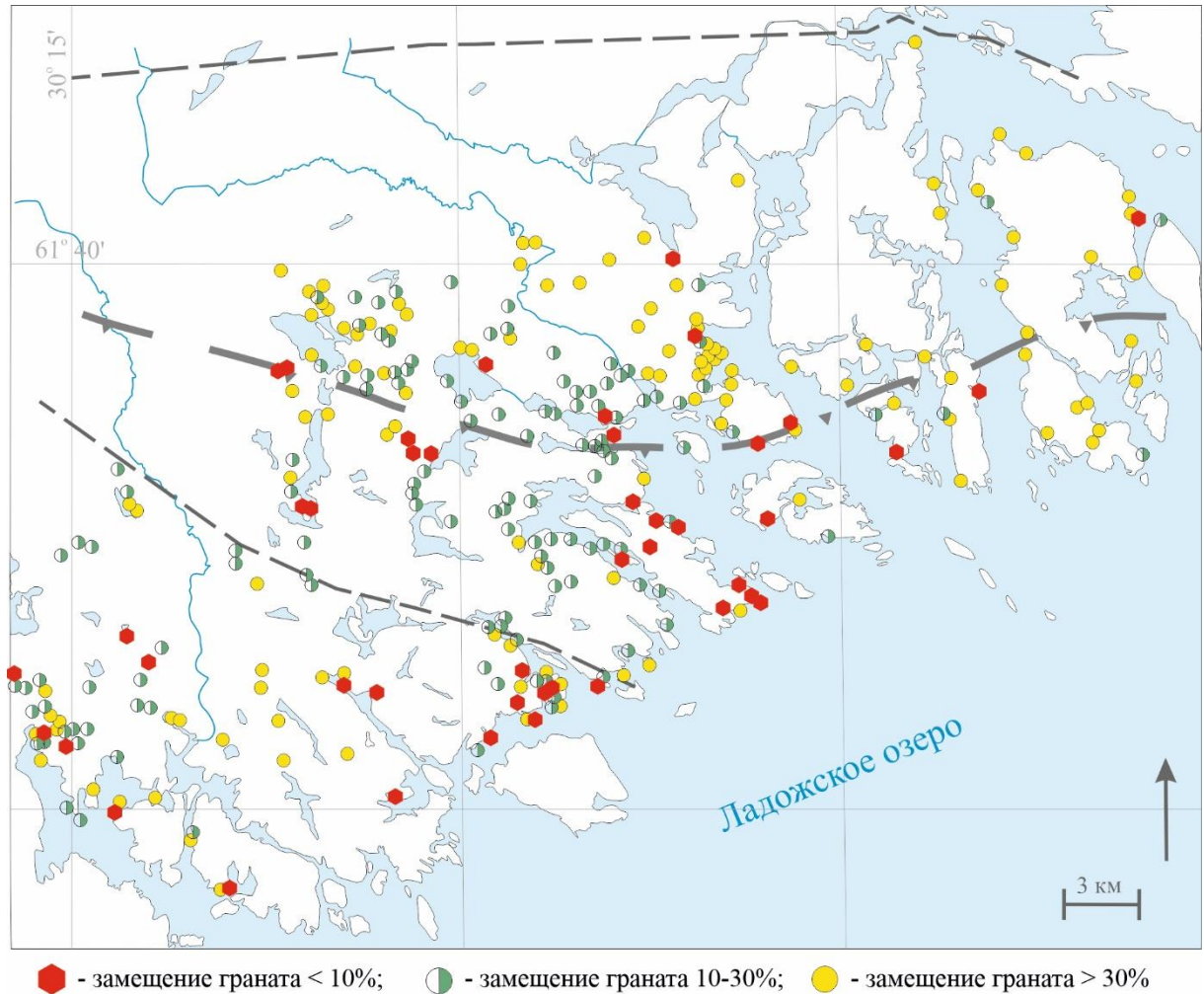


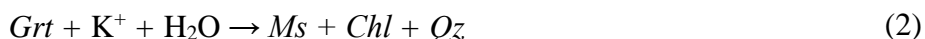
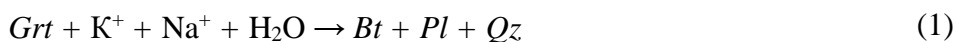
Рисунок VI-1-1. Распределение и сохранность гранатосодержащих парагенезисов в метаморфических породах Мейерского надвига. По (Балтыбаев и др., 2009) с дополнениями.

Вода – важная составляющая метаморфического флюида – контролировала протекание многих минеральных реакций при формировании парагенезисов. Оценка активности воды позволяет охарактеризовать флюидный режим формирования пород МТЗ.

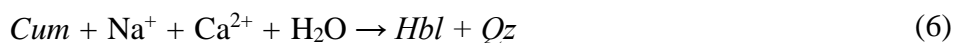
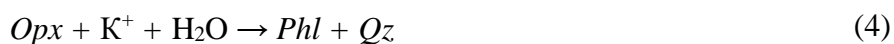
6.1. Состав флюида в минералообразующей среде

О составе метаморфического флюида мы можем судить благодаря непосредственному изучению жидких и газовой-жидких включений в минералах или же по характеру минеральных преобразований и реакционных структур.

Появление большого количества слюд в породах Северного Приладожья можно описать регрессивными реакциями типа:



В метабазитах возможны реакции с образованием биотита и амфибола:



Ранее проведенное изучение флюидных включений в метаморфических и метаинтрузивных породах Северного Приладожья, включая породы надвиговой зоны, показало, что широким распространением пользуются водные и углекислотные включения (Балтыбаев и др., 2000). Форма нахождения их в минералах самая разнообразная: единичные включения, кластерные, планарные; последние как в пределах зерна, так и секущие межзерновые границы. Размеры большинства включений 5–15 мкм, редко достигают 25 мкм.

По данным микротермометрии (Балтыбаев, 1998) с оценками температуры гомогенизации и плавления включений, их эвтектикам, состав флюидных включений диагностированы как H₂O, H₂O-соль (NaCl, KCl), CO₂, CH₄-N₂-CO₂, H₂O-CO₂, CH₄-N₂ (табл. 6.1). Содержание соли, судя по температуре замерзания существенно водных включений, определяется в разных типах включений от 0 до 15 мас. % в NaCl эквиваленте.

6.2. Результаты оценки активности воды

Для изученных образцов метапелитов произведена оценка a_{H_2O} по реакциям гидратации с участием калиевого полевого шпата и слюд с использованием программы winTWQ (Berman, 1991). Общие результаты геотермобарометрии пород и оценки a_{H_2O} в метаморфическом флюиде представлены в таблице 6.2 (Балтыбаев и др., 2022).

Для протестированных калишпатсодержащих минеральных парагенезисов с одной или двумя слюдами выявлен диапазон изменения a_{H_2O} в большинстве случаев в пределах ~ 0.2–0.5

(рис. VI-2-1, табл. 6.2). Отмечается снижение $a_{\text{H}_2\text{O}}$ со снижением давления минералообразования для одинаковых минеральных парагенезисов (рис. VI-2-1 а).

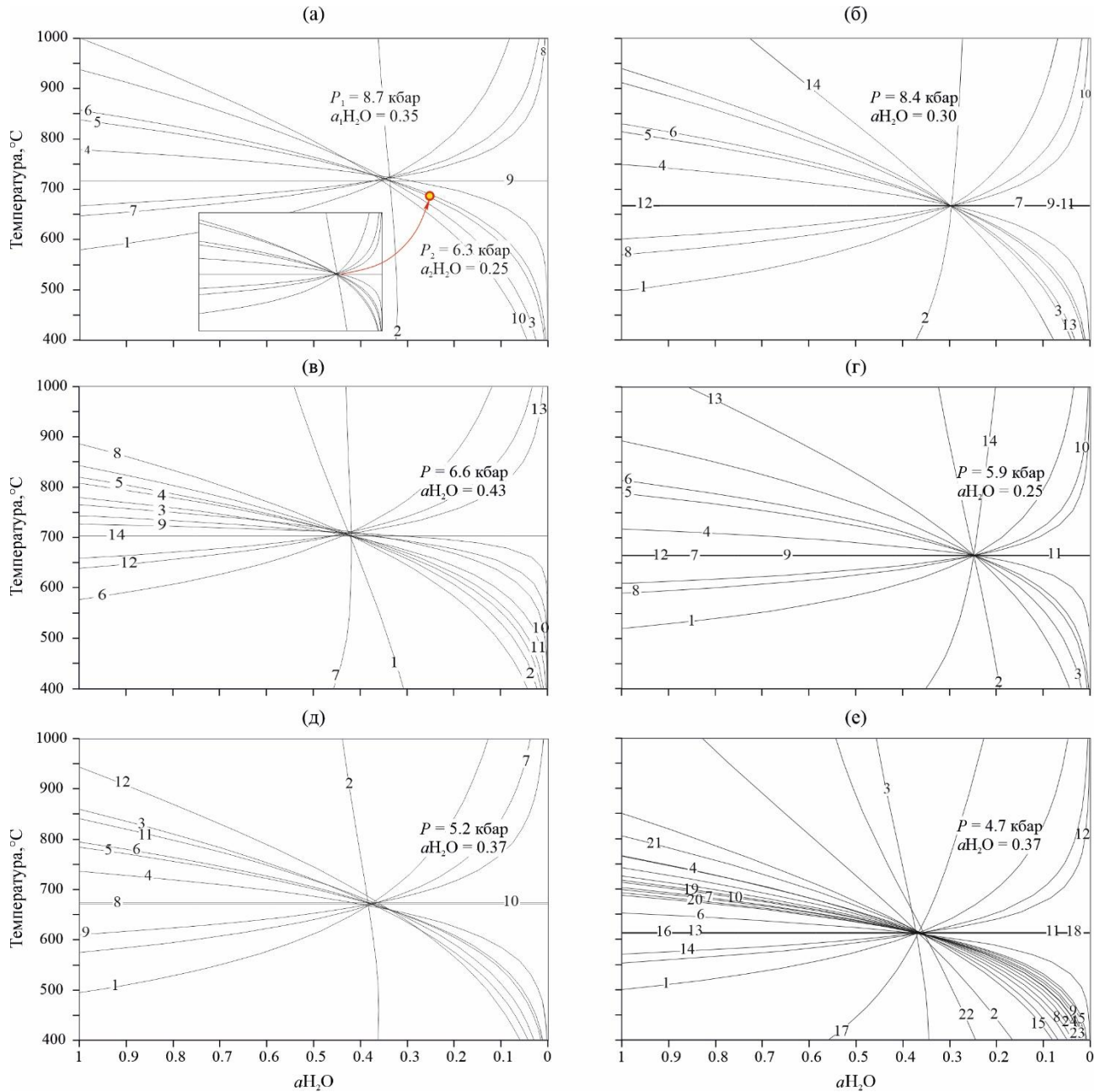


Рисунок VI-2-1. Диаграммы $T - a_{\text{H}_2\text{O}}$, построенные для образцов метапелитов МТЗ: (а) – Б-20-466, (б) – 5445, (в) – Б-20-464, (г) – Б-20-427, (д) – Б-20-435, (е) – Б-20-454. Показаны и пронумерованы линии минеральных реакций (табл. 4.1).

Для образцов базитового состава $a_{\text{H}_2\text{O}}$ также варьируется от 0.2 до 0.5. Методика определения аналогична метапелитам. Наблюдается схожая зависимость: снижение P - T параметров сопровождается уменьшением $a_{\text{H}_2\text{O}}$ (рис. VI-2-2 б, в).

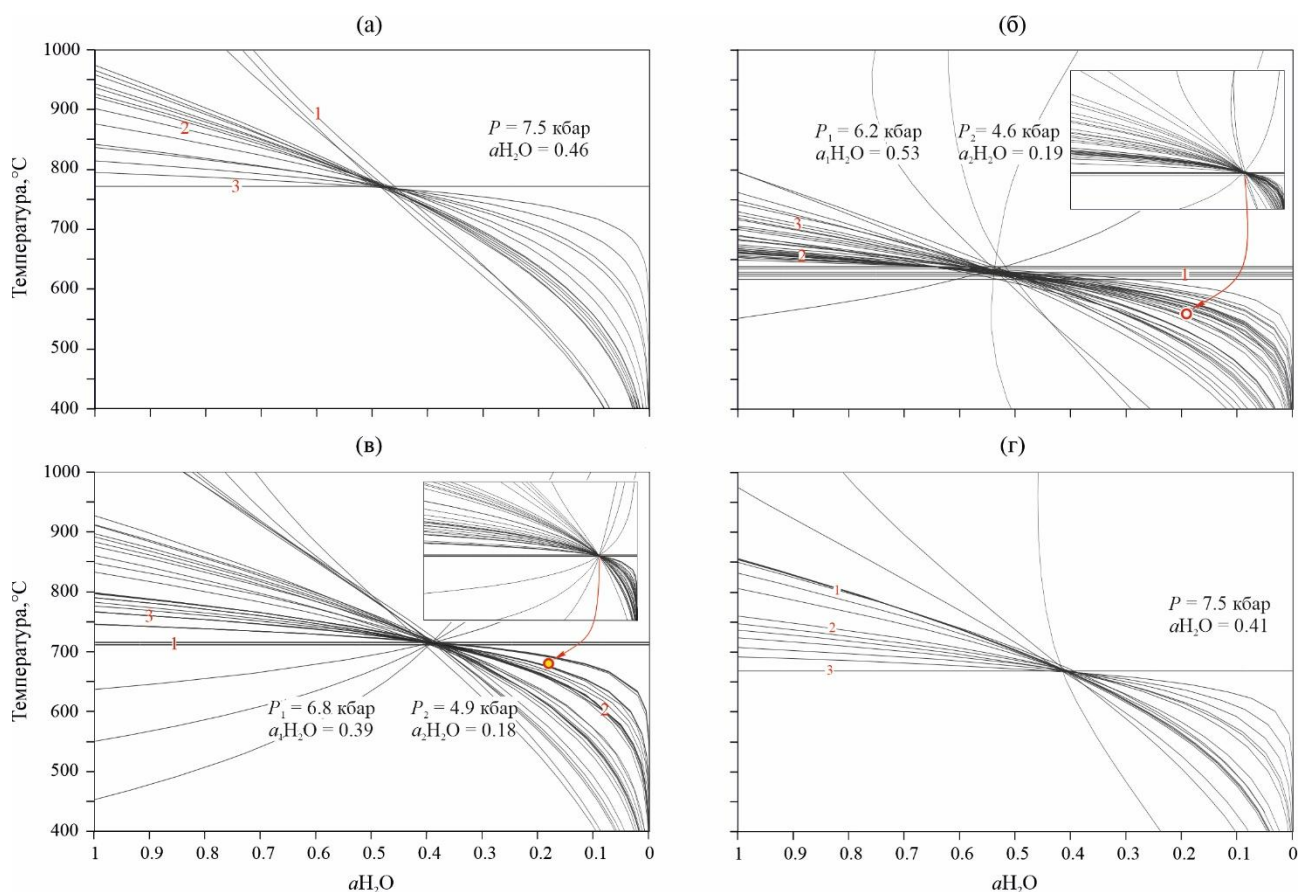


Рисунок VI-2-2. Диаграммы $T - a\text{H}_2\text{O}$, построенные для образцов метабазитов МТЗ: (а) – Б-20-450, (б) – Б-22-613, (в) – Б-22-526, (г) – 5444а. Пронумерованы линии трех независимых минеральных реакций (табл. 4.1).

Закономерностей в латеральном распределении $a\text{H}_2\text{O}$ по площади надвиговой зоны, так же, как и зависимости величины параметра от выбранного минерального парагенезиса, не наблюдается.

О повышении потенциала воды и щелочей при эволюции метаморфических процессов в надвиговой зоне свидетельствуют сильная биотитизация, мусковитизация, хлоритизация, а также калишпатизация пород. Широкое развитие флюидных включений состава $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ (табл. 6.1) указывает, что с повышением $a\text{H}_2\text{O}$ на поздних этапах, возрастает роль ионов K^+ и Na^+ .

Водно-углекислотные флюиды, содержащие дополнительные солевые компоненты (NaCl , KCl и т.п.), при повышенных давлениях будут иметь резко более высокую активность CO_2 и пониженные значения $a\text{H}_2\text{O}$. Различие в свойствах CO_2 и H_2O могут оказаться такими, что возникает несмесимость двух летучих веществ даже для умеренных концентраций NaCl (Bowers, Helgeson, 1983; Duan et al., 1995; Aranovich et al., 2010). Была установлена (Aranovich, Newton, 1996) зависимость $a\text{H}_2\text{O}$ от $x\text{H}_2\text{O}$ в $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ растворе: $a\text{H}_2\text{O} \sim x\text{H}_2\text{O}$ для относительно низких (до 2 кбар) давлений и $a\text{H}_2\text{O} \sim (x\text{H}_2\text{O})^2$ при высоких (до 10–15 кбар) давлениях минералообразования.

6.3. Численная термодинамическая модель флюидной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$

На диаграммах (рис. VI-3-1 а–в) нами подробно рассматривались поля существования гомогенного (1) и бинарного (2) флюида, так как признаки наличия твердого NaCl (как фазы микровключений) в реальных образцах пород не обнаружены. Отметим, что в поле (2) происходит распад гомогенного флюида на несмесимые и контрастные по физико-химическим свойствам флюидные фазы, соответствующие по составу преимущественно водно-углекислотному и водно-солевому флюидам.

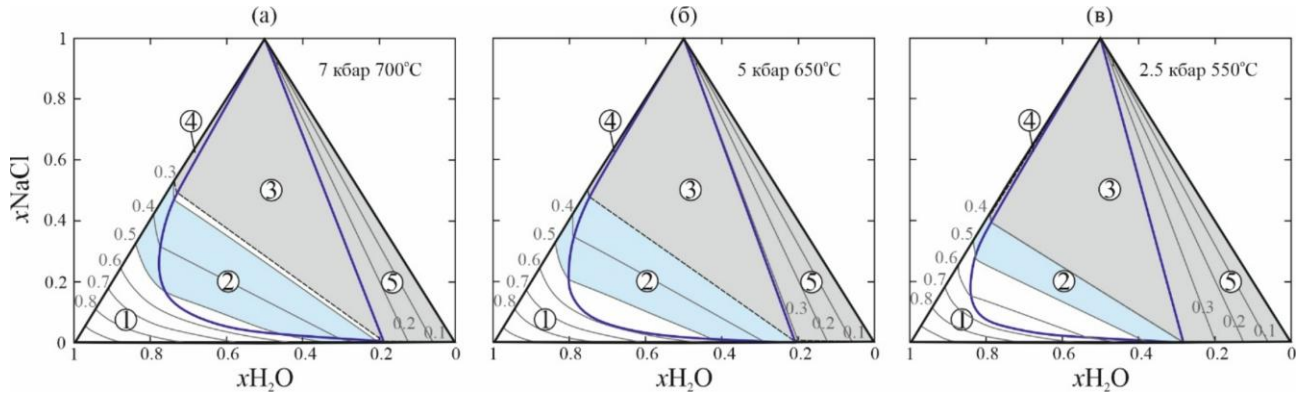


Рисунок VI-3-1. Эволюция фазовых диаграмм системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ при снижении P - T параметров от 7 кбар и $T = 700^\circ\text{C}$ (а), до 5 кбар и 650°C (б) и 2.5 кбар и 550°C (в). Тонкими серыми линиями обозначены конноды (изолинии) $a\text{H}_2\text{O}$. Синяя сплошная линия – граница области сосуществования двух флюидных фаз (сольвус). Серая область – поле существования твердого NaCl (не рассматривается в текущем исследовании). Цифры в кружках обозначают поля с различным фазовым составом: 1 – гомогенный флюид, 2 – два флюида, 3 – два флюида + твердый NaCl, 4 – рассол + твердый NaCl, 5 – богатый CO_2 флюид + твердый NaCl. Голубе поле выделено по изолиниям значений $a\text{H}_2\text{O}$ от 0.5 до 0.3 (результаты текущего исследования). По (Иванов, Бушмин, 2021).

На рис. VI-3-1 а в поле (1) представлены изолинии $a\text{H}_2\text{O}$ для значений от 0.9 до 0.3. В области (2) $a\text{H}_2\text{O}$ меняется в диапазоне от ~ 0.5 до ~ 0.3 . Изолинии значений 0.2 и 0.1 при $P = 7$ и $T = 700^\circ\text{C}$ кбар расположены в поле существования углекислотного флюида с твердым NaCl (5), которое нами не рассматривается. Картина, представленная на рис. VI-3-1 а, согласуется с результатами построений с минеральными равновесиями: при $P > 6.5$ кбар и $T = 650-750^\circ\text{C}$ $a\text{H}_2\text{O}$ изменяется в диапазоне $\sim 0.5-0.3$.

Снижение P - T параметров от $P = 7$ кбар и $T = 700^\circ\text{C}$ до $P = 2.5$ кбар и $T = 500^\circ\text{C}$ приводит к смещению линии сольвуса (рис. VI-3-1, VI-3-2 а), что сопровождается уменьшением поля (1) и расширением поля (2). Как следствие, увеличивается диапазон значений $a\text{H}_2\text{O}$, в котором возможно существование расслоенного флюида (Иванов, Бушмин, 2021). При $P = 5$ кбар и $T = 650^\circ\text{C}$ изолиния 0.3 смещается вправо и проходит близко к границе полей (3) и (5) (рис. VI-3-1 б), полностью переходя в область сосуществования углекислотного флюида с твердым NaCl (рис. VI-3-1 в).

Согласно результатам расчетов методом мультиравновесной геотермобарометрии, при параметрах $T = 700\text{--}450^\circ\text{C}$ и $P = 6.5\text{--}3$ кбар $a_{\text{H}_2\text{O}}$ изменяется от 0.5–0.2, тогда как на построенных фазовых диаграммах параметр активности в полях (1) и (2) не снижается до 0.3 (рис. VI-3-1 б, в). Вероятно, сказывается отличие тройной системы $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2\text{--}\text{NaCl}$ от реальной, в которой, помимо хлорида натрия, в солевой компонент входит смесь хлоридов щелочных и щелочноземельных металлов. Возможно, фазовые диаграммы для идеализированной тройной системы сопоставимы с поведением реального флюида при повышенных $P\text{--}T$ параметрах.

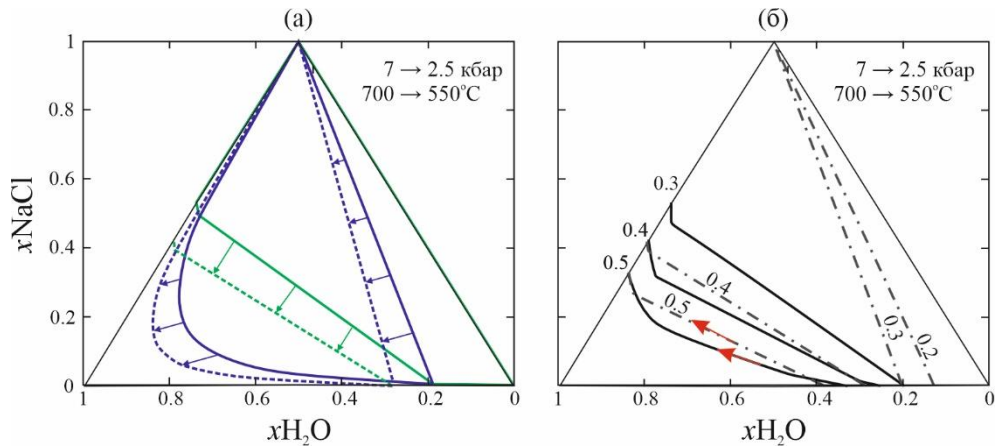


Рисунок VI-3-2. Изменение положения линии сольвуса, поля существования твердого NaCl (а) и изменение конноды (изолиний) значений $a_{\text{H}_2\text{O}}$ (б) при снижении $P\text{--}T$ параметров от 7.0 до 2.5 кбар и 700 до 550°C. Сплошные черные линии соответствуют положению изолиний и коннод на рис. VI-3-1 а, пунктир с точкой – рис. VI-3-1 в.

Предлагаемое в настоящем исследовании утверждение об увеличении доли воды в метаморфическом флюиде одновременно с ростом содержания солевых компонентов в нем подкрепляется рассматриваемой термодинамической моделью. Увеличение $x_{\text{H}_2\text{O}}$ сопровождается увеличением x_{NaCl} (рис. VI-3-2 б), причем при пониженных $P\text{--}T$ условиях рост концентрации соли происходит быстрее ввиду смещения положения коннод и их наклона.

По результатам термодинамического моделирования проведена оценка вероятного состава метаморфического флюида (табл. 6.3). Нами проверялись возможные вариации соотношения мольных долей компонентов в поле (1) и (2) при условии, что $a_{\text{H}_2\text{O}}$ не превышает 0.5 и не опускается ниже 0.2.

В поле существования гомогенного флюида (1 на рис. VI-3-1) в рассматриваемом диапазоне изменения $a_{\text{H}_2\text{O}}$ выделяются участки водно-углекислотного (внизу справа) и существенно водно-солевого (верху слева) флюидов. Независимо от состава, уменьшение $P\text{--}T$ и увеличение $a_{\text{H}_2\text{O}}$ коррелируют с более высоким $x_{\text{H}_2\text{O}}$ в системе. В первом случае для «поддержания» $a_{\text{H}_2\text{O}}$ в необходимом диапазоне отношение $x_{\text{H}_2\text{O}} : x_{\text{CO}_2}$ составляет 1 : 4 и 1 : 2, тогда как для водно-солевого флюида пропорция $x_{\text{H}_2\text{O}} : x_{\text{NaCl}}$ равняется 1 : 1 и 1 : 0.3, то есть

доли солевого компонента необходимо в разы меньше, чем CO_2 , чтобы «понизить» $a_{\text{H}_2\text{O}}$ до 0.3–0.5 (табл. 6.3).

В поле (2), где происходит расслоение гомогенного флюида на водно-углекислотную и водно-солевую фазы, независимо от их долей, соотношение компонентов в двух флюидах остается практически постоянным (табл. 6.3). Наблюдается аналогичная тенденция увеличения $x_{\text{H}_2\text{O}}$ с увеличением её активности.

Можно сделать вывод, что применительно к реальной геологической системе для примерного определения $x_{\text{H}_2\text{O}}$ в водно-солевом флюиде хорошо подходит соотношение, предложенное Л.Я. Арановичем и Р. Ньютоном (Aranovich, Newton, 1996): $a_{\text{H}_2\text{O}} \sim x_{\text{H}_2\text{O}}$ при низком давлении (~ 2 кбар) и $a_{\text{H}_2\text{O}} \sim (x_{\text{H}_2\text{O}})^2$ при высоком (≥ 10 –15 кбар). В нашем исследовании значения мольной доли воды в водно-солевом флюиде независимо от того, является ли он гомогенным или частью бинарной системы, близки к $(x_{\text{H}_2\text{O}})^2$ (рис. VI-3-3 в). С другой стороны, в водно-углекислотных системах, с явным преобладанием CO_2 , зависимость $x_{\text{H}_2\text{O}}$ от ее активности также близка к модельной картине (рис. VI-3-3 а, в). С ростом содержания NaCl наблюдаемое соответствие ожидаемо отклоняется от модельного.

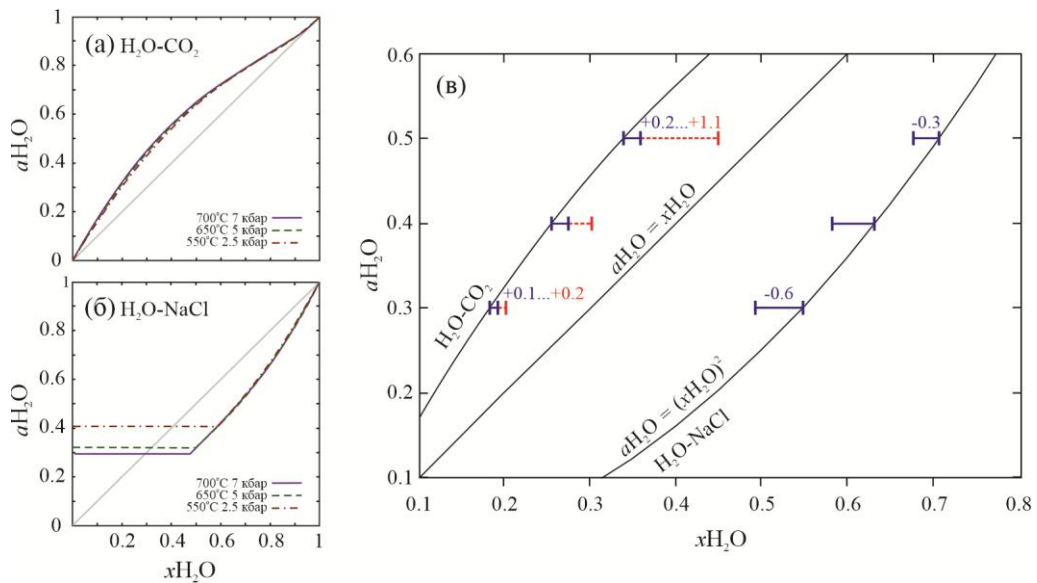


Рисунок VI-3-3. Активность H_2O в зависимости от мольной доли H_2O при $x_{\text{NaCl}} = 0$ (а), $x_{\text{CO}_2} = 0$ (б) при заданных P и T по (Aranovich, Newton, 1999; Иванов, Бушмин, 2021). (в) – отклонения (отрезки синего цвета) полученных модельных значений от линий идеализированных зависимостей $a_{\text{H}_2\text{O}} - x_{\text{H}_2\text{O}}$ для двухкомпонентных флюидов. Пунктирными отрезками красного цвета обозначены отклонения для единственного модельного случая флюида водно-углекислотного состава при $T = 700^\circ\text{C}$ и $P = 7$ кбар (табл. 6.3).

Краткие выводы к главе

На регрессивном тренде развития пород Мейерской тектонической зоны формируются многочисленные наложенные водосодержащие минералы амфиболитовой и более низких фаций метаморфизма. Активность воды при формировании гнейсов надвиговой зоны оценивается в пределах $\sim 0.20\text{--}0.50$.

Несмотря на снижение P - T параметров метаморфизма, $a_{\text{H}_2\text{O}}$ в метаморфическом флюиде находится в достаточно узких пределах. Это объясняется тем, что одновременно с увеличением доли воды на регрессивном этапе также увеличивается содержание солевых компонентов во флюиде. Качественно о растущем потенциале ионов Na^+ и K^+ во флюиде можно судить по повсеместно проявленному замещению ранних минералов поздними, в которых K и Na являются характерными элементами (биотит, мусковит, альбит и т.п.). Это предположение находит свое подтверждение при теоретическом (численном) моделировании и анализе свойств водно-солевых и углекислотно-водно-солевых флюидов в широких P - T диапазонах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мейерская тектоническая зона – одна из главнейших тектонических структур, отделяющих комплексы архейского и палеопротерозойского возраста окраины Карельского кратона от палеопротерозойских комплексов Свекофеннского подвижного пояса в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Формирование МТЗ происходило около 1.87–1.86 млрд лет назад, что подтверждает U-Pb датирование синтетектонических пегматитов и Sm-Nd оценка возраста высококальциевого граната из гранат-амфибол-биотит-плагиоклазового гнейса вблизи сместителя Мейерского надвига.

При надвигании аллохтонного блока свекофеннид на автохтонный блок окраины Карельского кратона происходили многочисленные минеральные превращения, компрессионные и декомпрессионные эффекты, которые фиксируются при термобарометрии минеральных парагенезисов из метапелитов и метабазитов. Находка реликтового ставролита, плагиоклаза и биотита в порфиробласте граната позволила выявить *P-T* параметры на прогрессивном этапе минералообразования в автохтоне ($T = 500\text{--}600^\circ\text{C}$, $P \sim 5$ кбар) и тем самым восстановить *P-T* тренд для лежащего блока, направленный «по часовой стрелке». Тренд эволюции *P-T* параметров в породах аллохтона отражает стадийность минералообразования при эксгумации гранулитового комплекса на поздних стадиях свекофеннского орогенеза.

Пиковые условия минералообразования в тектонической зоне, как в автохтонном, так и аллохтонном блоках, оцениваются по составу минералов в 7–11 кбар, что на 1–6 кбар выше максимальных оценок давления регионального метаморфизма, полученных нами и другими исследователями. Результаты термомеханического численного моделирования процесса образования надвиговой зоны согласуются с результатами минеральной геотермобарометрии, что подтверждает возможность возникновения локальных очагов повышенного давления относительно литостатического, т.е. проявление его динамической составляющей.

Минеральные преобразования на регрессивной стадии эволюции пород Мейерской тектонической зоны начинаются с декомпрессии при высоких температурах, о чем свидетельствует формирование ортопироксен-плагиоклазовых симплектитов по гранату в породах аллохтона. Последующее снижение давления и температуры, а также увеличения роли водного флюида в тектонической зоне сопряжено с активным замещением исходных парагенезисов водосодержащими минералами.

Активность воды в минералообразующем флюиде оценивается в пределах $\sim 0.20\text{--}0.50$, при этом увеличение содержания солевых компонентов одновременно с ростом доли воды в метаморфическом флюиде компенсирует рост $a_{\text{H}_2\text{O}}$, не позволяя этому параметру выйти за пределы указанного диапазона. Это, в частности, подтверждается замещением ранних минералов

поздними K- и/или Na-содержащими фазами, такими как биотит и мусковит, кислый плагиоклаз и калиевый полевой шпат.

Полученные при изучении минеральных реакций и минеральных парагенезисов результаты свидетельствуют о полистадийных процессах в Мейерской тектонической зоне и ключевой роли тектоно-термальных и флюидных факторов при метаморфическом минералообразовании в ней. В совокупности эти факторы определили минералогическо-петрографические особенности пород изученной тектонической зоны, а также помогли выявить уникальную специфику эндогенной эволюции шовной структуры.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

Список сокращений для названий минералов

<i>Ab</i> – альбит	<i>Gru</i> – грюнерит
<i>Act (fAct)</i> – актинолит (ферроактинолит)	<i>Hbl</i> – роговая обманка
<i>Alm</i> – алмадин	<i>Hd</i> – геденбергит
<i>Als</i> – силикат алюминия	<i>Ilm</i> – ильменит
<i>Amp</i> – амфибол	<i>Kfs (Fsp)</i> – калиевый полевой шпат
<i>Ams</i> – амезит	<i>Ky</i> – кианит
<i>An</i> – анортит	<i>M</i> – расплав
<i>And</i> – андалузит	<i>Ms</i> – мусковит
<i>Ank</i> – анкерит	<i>Orx</i> – ортопироксен
<i>Ann</i> – аннит	<i>aOrx</i> – алюминиевый минал ортопироксена
<i>Aug</i> – авгит	<i>Qz</i> – кварц
<i>Bt</i> – биотит	<i>Phl</i> – флогопит
<i>Cal</i> – кальцит	<i>Pl</i> – плагиоклаз
<i>Ccl</i> – клинохлор	<i>Pg</i> – парагонит
<i>Cel (fCel)</i> – селадонит (ферроселадонит)	<i>Pgt</i> – пижонит
<i>Chl</i> – хлорит	<i>Ppn</i> – пиррофанит
<i>Cpx</i> – клинопироксен	<i>Prg</i> – паргасит
<i>Crb</i> – карбонат	<i>Prp</i> – пироп
<i>Crd (fCrd)</i> – кордиерит (феррокордиерит)	<i>Qz</i> – кварц
<i>Cum</i> – куммингтонит	<i>Rt</i> – рутил
<i>Di</i> – диопсид	<i>Sd</i> – сидерит
<i>Dol</i> – доломит	<i>Sdp</i> – сидерофиллит
<i>Dph</i> – дафнит	<i>Sil</i> – силлиманит
<i>Eas</i> – истонит	<i>Sps</i> – спессартин
<i>En</i> – энстатит	<i>St</i> – ставролит
<i>Fi</i> – фибролит (волокнистый силлиманит)	<i>Ttn</i> – титанит
<i>Fs</i> – ферросилит	<i>Tr</i> – тремолит
<i>Gkl</i> – гейкилит	<i>Ts (fTs)</i> – чермакит (феррочермакит)
<i>Grs</i> – гроссуляр	<i>Zo</i> – цоизит
<i>Grt</i> – гранат	

Прочие принятые сокращения и обозначения

X_{Mg}	магнезиальность минерала: $X_{Mg} = \frac{Mg^{2+}}{(Mg^{2+}+Fe^{2+})}$
X_{Fe}	железистость минерала: $X_{Fe} = \frac{Fe^{2+}}{(Mg^{2+}+Fe^{2+})} = 1 - X_{Mg}$
X_{Pg}	доля парагонитового компонента в мусковите: $X_{Pg} = \frac{Na^+}{(Na^++Ca^{2+}+K^+)}$
X_{Ms}	доля мусковитового компонента: $X_{Ms} = \frac{K^+}{(Na^++Ca^{2+}+K^+)}$
X_{Na}	содержание Na^+ в биотите: $X_{Na} = \frac{Na^+}{(Na^++K^+)}$
IV, VI	тетраэдрическая и октаэдрическая позиция в структуре минерала
A, B, C, T	обозначения структурных позиций в формуле амфибола ($AB_2C_5T_8O_{22}W_2$)
	= равенство в уравнениях минеральных реакций; количество атомов каждого элемента одинаково в правой и левой частях уравнения минеральной реакции
	→ направление реакции; показан лишь процесс минеральных превращений, количество атомов каждого элемента в правой и левой частях не находится в балансе
P	давление
T	температура
μ	химический потенциал
K	модуля объемного сжатия (модуль объемной упругости)
G	модуль сдвига
$xH_2O, xCO_2, xNaCl$	мольные доли соответственно воды, уголекислоты, соли в метаморфическом флюиде
aH_2O	активность воды
МТЗ	Мейерская тектоническая зона (то же Мейерский надвиг)
ТЗБ	Тервуская зона брекчирования
СПП	Свекофеннский подвижный пояс (то же Свекофеннский аккреционный пояс)
КК	Карельский кратон
авт	автохтон
ал	аллохтон
мп	метапелит
мб	метабазит
ф.к.	формульный коэффициент
СКВО	средний квадрат взвешенных отклонений
TWEEQU	Thermobarometry with estimation of equilibration state
avPT	average $P-T$
IR	независимые реакции

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

Минеральный парагенезис: совокупность сосуществующих минеральных фаз, находящихся в термодинамическом равновесии.

Метапелиты – группа метаморфических пород, включающая бывшие осадочные (метааргиллиты, метаалевролиты, метапесчаники и метатуфопесчаники) и магматические породы кислого и среднего состава (метариодациты, метаандезиты и т.д.); CaO < 5 вес. % (Классификация и номенклатура ..., 1992).

Метабазиты – группа метаморфических пород основного состава (CaO > 5 вес. %), (базальты, габбро) (Классификация и номенклатура ..., 1992).

Давление – среднее значение диагональных компонентов тензора напряжений (среднее нормальное напряжение):

$$P = \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}}{3}, \quad (1)$$

где σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} – нормальные напряжения.

Литостатическое давление – всестороннее давление ($\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$), равное произведению плотности (ρ), высоты (z) вышележащих пород и ускорения свободного падения (g):

$$P_L = \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}}{3} = \rho g z \quad (2)$$

Сверхдавление (сверхлитостатическое давление, тектоническое избыточное давление) – отклонение от литостатического эталонного состояния; может иметь как положительный, так и отрицательный знак (Li et. al, 2010):

$$\delta P = P - P_L = \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}}{3} - \rho g z, \quad (3)$$

где P – полное давление.

Активность воды – параметр, характеризующий эффективную концентрацию воды, соответственно которой она участвует в различных процессах. Активность чистой воды равна единице. В растворах взаимодействия между частицами отклоняют систему от идеального состояния (активность воды меньше единицы):

$$a_{H_2O} = \gamma_{H_2O} \cdot x_{H_2O}, \quad (4)$$

где γ_{H_2O} – коэффициент активности воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акбарпуран Хайяти С.А., Гульбин Ю.Л., Сироткин А.Н., Гембицкая И.М. Эволюция состава акцессорных минералов REE и Ti в метаморфических сланцах серии Атомфьелла, Западный Нью Фрисланд, Шпицберген и ее петрогенетическое значение // Записки Российского минералогического общества. – 2020. – Т. 149. № 5. – С. 1–28.
2. Балтыбаев Ш.К. Метаморфический комплекс Приладожья: петрология, флюидный режим: специальность 04.00.08: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / Балтыбаев Шаукет Каимович. Санкт-Петербург, 1998. – 30 с.
3. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свеккофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Докл. АН. – 1996. – Т. 348. № 3. – С. 353–356.
4. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свеккофеннид Приладожья. СПб: СПбГУ, 2000. – 198 с.
5. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): РТ-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. – 2021. – Т. 225. № 4. – С. 73–87.
6. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. – 2022. – Т. 30. № 2. – С. 166–193.
7. Балтыбаев Ш. К., Вивдич Э. С., Полянский О. П., Свердлова В. Г. Динамическая составляющая давления при метаморфизме пород в зоне развития надвигов // Петрология. – 2025. – Т. 33. № 4. – С. 56-84.
8. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свеккофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. – 2004а. – Т. 12. № 4. – С. 374-393.
9. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. Полихронная природа метаморфической зональности по данным U-Pb, Pb-Pb датирования метаморфических пород (Южная Карелия, Балтийский щит) // Докл. АН. – 2005а. – Т. 401. № 4. – С. 496–499.
10. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb датирование циркона интрузии плагиогранитов в свеккофеннидах юго-востока Балтийского щита: особенности верхнего и нижнего пересечения дискордии с конкордией // Докл. АН. – 2005б. – Т. 402. № 6. – С. 800–803.

11. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. Длительность мигматитообразования в зоне гранулитовой фации метаморфизма свекофеннид Приладожья (ЮВ Балтийского щита) // Докл. АН. – 2006. – Т. 406. № 6. – С. 797–800.
12. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. – 328 с.
13. Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А. и др. Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // Докл. АН. – 2017. – Т. 476. № 2. – С. 181–185.
14. Балтыбаев Ш. К., Ризванова Н.Г., Вивдич Э.С., Лезжов А.М., Петракова М.Е., Юрченко А.В. О возрасте наиболее древних пегматитов свекофеннского блока в Северном Приладожье (ЮВ Фенноскандинавского щита) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2023. – № 4. – С. 36–46.
15. Балтыбаев Ш.К., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Кузнеченский массив калиевых порфировидных гранитов: результаты U-Pb датирования и обоснование тектонической позиции (Балтийский щит) // Докл. АН. – 20046. – Т. 398. № 4. – С. 519–523.
16. Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И. и др. Результаты U-Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1,89-1,87 Ga) Северного Приладожья // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. – 1999. – Вып 3. № 21. – С. 23–31.
17. Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. Петрохимические критерии появления ставролита в метапелитах при среднетемпературном метаморфизме низких и средних давлений // Петрология. – 2021. – Т. 29. № 4. – С. 1–16.
18. Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. – 190 с.
19. Вивдич Э. С., Балтыбаев Ш. К., Галанкина О. Л. Метаморфические минеральные реакции и парагенезисы в породах Мейерской тектонической зоны (юго-восток Фенноскандинавского щита, Россия) // Петрология. – 2024. – Т. 32. № 2. – С. 195–217.
20. Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л. РТ-параметры многостадийной эволюции пород Мейерского надвига в юго-восточном окончании Раахе-Ладожской зоны (Северное Приладожье) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2021. – Т. 18. – С. 79-83.
21. Вревский А.Б. Людикий Раахе-Ладожской зоны Фенноскандинавского щита (изотопно-геохимический состав и геодинамическая природа) // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – С. 1–21.

22. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Н.Г. Судовикова. Л.: Наука. 1970. – 227 с.
23. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. и др. Sr- и С-изотопная хемотратиграфия метакарбонатных пород палеопротерозойской сортавальской серии, Фенноскандинавский щит, Северное Приладожье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2021. – Т. 29. № 2. – С. 3–22.
24. Доливо-Добровольский Д.В. PTQ_Avg: дополнение к программе PTQuick для вычисления “простых средних” – точек кратчайших среднеквадратичных расстояний до всех линий, построенных на 2D диаграммах. – 2016б. – URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqavg>
25. Доливо-Добровольский Д.В. PTQ_Comb: программа для генерации комбинаций анализов минералов для геотермобарометрических исследований с помощью программы PTQuick. – 2016а. – URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqcomb>
26. Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_Comb: программа для автоматической генерации всех возможных комбинаций из выбранных анализов минералов и их обработки в программах SMP.EXE и TWQ.EXE термобарометрического комплекса TWQ (Berman, 1991), работающих в пакетном режиме. – 2006б. – Версия 1.2.0.4. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
27. Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_View: программа для просмотра и работы с диаграммами, рассчитанными в программном комплексе TWQ Р. Бермана (1991), используемом для мультиравновесной геотермобарометрии. – 2006а. – Версия 1.2.0.23. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>
28. Доливо-Добровольский Д.В. TC_Comb: оболочка программы THERMOCALC для эффективной мультиравновесной геотермобарометрии методом avPT с визуализацией и анализом результатов. – 2013.
29. Иванов М.В., Бушмин С.А. Термодинамическая модель флюидной системы H₂O–CO₂–NaCl при P-T параметрах средней и нижней коры // Петрология. – 2021. – Т. 29. № 1. – С. 90–103.
30. Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. Л.: Наука, 1963. – 171 с.
31. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: Справочное пособие /Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков, О.М. Розен. Новосибирск: Лзд. ОИГТМ СО РАН, 1992. – 205 с.
32. Котельников А.Р., Котельникова З.А. Экспериментальное изучение фазового состояния системы H₂O–CO₂–NaCl методом синтетических флюидных включений в кварце // Геохимия. – 1990. – № 4. – С. 526–537.

33. Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. C- и Sr-хемостратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия // *Петрология*. – 2021. – Т. 29. № 2. – С. 174–196.
34. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. – 435 с.
35. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*. – 2020. – Т. 28. № 1. – С. 4–22.
36. Матреничев В.А., Вревский А.В., Сергеев С.А., Матуков Д.А. Граница между людиковием и калевием в Северном Приладожье: геологические взаимоотношения и изотопный возраст // *Доклады Академии наук*. – 2006. – Т. 407. № 5. – С. 645–649.
37. Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит // *Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. Изд-во Политехн. ун-та. СПб, 2010. – С. 223-255*
38. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А. U-Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метаосадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // *Стратиграфия. Геолог. корреляция*. – 2012. – Т. 20. № 2. – С. 55–67.
39. Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1974. – 160 с.
40. Полянский О.П., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование гранитогнейсового диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим // *Петрология*. – 2010. – № 4. – С. 450–466.
41. Полянский О.П., Лиханов И.И., Бабичев А.В. и др. Тектониты Приенисейской сдвиговой зоны (Енисейский кряж): свидетельства и термомеханическая численная модель генерации сверхлитостатического давления // *Петрология*. – 2024. – Т. 32. № 1. – С. 19–45.
42. Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. – 139 с.
43. Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л. К. Поведение изотопных систем (Sm-Nd; Rb-Sr; K-Ar; U-Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // *Геохимия*. – 2004. – № 10. – С. 1027–1049.
44. Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. – Петрозаводск: Издательство КарНЦ, 1992. – 152 с.

45. Симаков С.К., Доливо-Добровольский Д.В. PTQuick: программа для определения условий равновесия минеральных парагенезисов методами классической геотермобарометрии. – 2009. – URL: <http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>
46. Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации / Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 4. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1954. – 198 с.
47. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. – 131 с.
48. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. – 87 с.
49. Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. – 1997. – Т. 5. № 3. – С. 253–277.
50. Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Плутонно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Региональная геология и металлогения. – 1995. – № 4. – С.52–62.
51. Aranovich L.Ya., Newton R.C. H₂O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite–periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. – 1996. – Vol. 125. – P. 200–212.
52. Aranovich L.Ya., Newton R.C. Experimental determination of CO₂–H₂O activity–composition relations at 600–1000°C and 6–14 кбар by reversed decarbonation and dehydration reactions // Amer. Mineral. – 1999. – Vol. 84. – P. 1319–1332.
53. Aranovich L.Y., Zakirov I.V., Sretenskaya N.G., Gerya T.V. Ternary system H₂O–CO₂–NaCl at high T–P parameters: An empirical mixing model // Geochemistry International. – 2010. – Vol. 48. – P. 446–455.
54. Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A. Volcanics in Svecofennides of the Ladoga region and results of U–Pb and Pb–Pb dating of rocks and minerals as a basis for correlation of Svecofennian events // Stratigraphy and Geological Correlation. – 2005. – Vol. 13. No 2. – P. 119–133.
55. Beaumont C., Kamp J.J., Hamilton J., Fullsack P. The continental collision zone, South Island, New Zealand: comparison of geodynamical models and observation // Journal of Geophysical Research. – 1996. – Vol. 101(B2). – P. 3333–3359.
56. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineralogist. – 1991. – Vol. 29. No. 4. – P. 833–855.
57. Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geol. Surv. Canada. – 2007. – Open File 5462 (revised). URL: <https://doi.org/10.4095/223228>

58. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // *Journal of Petrology*. – 1988. – Vol. 29. No. 2. – P. 445–522.
59. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: 1. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – Vol. 126. – P. 1–24.
60. Berman R.G., Aranovich L.Ya., Rancourt D.G., Mercier D.G. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg–Fe–Al biotite // *American Mineralogist*. – 2007. – Vol. 92. No 1. – P. 139-150.
61. Bowers T.S., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ on phase relations in geologic systems // *American Mineralogist*. – 1983. – Vol. 68. No 11-12. – P. 1059–1075.
62. Connolly J.A. Multivariable phase–diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // *Amer. J. Sci.* – 1990. – Vol. 290. – P. 666–718.
63. Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: A natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – Vol. 140. – P. 353–362.
64. Duan Z., Møller N., Weare. J. H. Equation of state for the $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ system: prediction of phase equilibria and volumetric properties // *Geochim. Cosmochim.* – 1995. – Vol. 59. – P. 2869–2882.
65. Escuder Viruete, J., Indares A., Arenas R. P–T path determinations in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1997. – Vol. 15. – P. 645–663.
66. Escuder Viruete J., Indares A., Arenas R. P–T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting: An example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain) // *Journal of Petrology*. – 2000. – Vol. 41. – P. 1489–1515.
67. Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes / *Geol. Soc. London Quart. J.* – 1949. – Vol. 104. Part 4. – P. 461–476.
68. Ferry J. M., Spear, F. S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – Vol. 66. – P. 113–117.
69. Frantz J.D., Popp R.K., Hoering T.C. The compositional limits of fluid immiscibility in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry // *Chem. Geol.* – 1992. – Vol. 98. – P. 237–255.

70. Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Research*. – 1987. – Vol. 35. No 1. – P. 15–25.
71. Gerya T. Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2015. – Vol. 33. – P. 785–800.
72. Graessner T. Thermal evolution of the continental crust of Calabria during the Hercynian orogeny: constraints from metamorphic phase equilibria and isotopic dating / Kiel, University. Diss. – 1999.
73. Green E.C., White R.W., Diener J.F., Powell R., Holland T.J., Palin R.M. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2016. – Vol. 34. – P. 845–869.
74. Haar L., Gallagher J.S., Kell G.S. NBS/NRC steam tables // *Thermodynamic and Transport Properties and Computer Programs for Vapor and Liquid States of Water in S.I. Units., Hemisphere, Washington, D.C.* 1984. – 320 p.
75. Harley S.L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1984. – Vol. 86. No. 4. – P. 359–373.
76. Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *Amer. J. Sci.* – 1971. – Vol. 271. – P. 97–131.
77. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet–biotite geothermometer // *American Mineralogist*. – 2000. – Vol. 85. – P. 881–892.
78. 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. – Vol. 86. – P. 1117–1129.
79. Holland T.J.B., Powell R. A Compensated-RedlichKwong (CORK) equation for volumes and fugacities of CO₂ and H₂O in the range 1 bar to 50 kbar and 100–1600 °C // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1991. – Vol. 109. – P. 265–273.
80. Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *J. Metamorphic Geol.* – 1998. – Vol. 16. – P. 309–344.
81. Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2011. – Vol. 29. – P. 333–383.
82. Hollister L.S. The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia // *Canadian Mineralogist*. – 1977. – Vol. 15. – P. 217–229.
83. Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domes, NW Ladoga lake region, Russian Karelia // *Precambrian Research*. – 2003. – Vol. 120. – P. 37–53.

84. Korobeynikov S.N., Reverdatto V.V., Polyanskii O.P., Sverdlova V.G., Babichev A.V. Computer simulation of underthrusting and subduction due to collision of slabs // *Numerical Analysis and Applications*. – 2009. – Vol. 2. No. 1. – P. 58–73.
85. Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P. GGT/ SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: structure and evolution of the continental crust in the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // *International Geology Review*. – 1999. – Vol. 41. No 4. – P. 287–333.
86. Kronenberg A.K., Tullis J. Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1984. – Vol. 89 (B6). – P. 4281–4297.
87. Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution / Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. (eds.) *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield, 2005* – Elsevier B.V., Amsterdam. – P. 481–532.
88. Lavrent'yeva I.V., Perchuk L.L. Orthopyroxene-garnet geothermometer. Experiments and theoretical evaluation of the data base // *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences. Earth Science Sections*. – 1990. – Vol. 310. No. 1. – P. 122–125.
89. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of Amphiboles: Report of the sub-committee on amphiboles of the international mineralogical association. Commission on new minerals and mineral names // *Amer. Mineral*. – 1997. – Vol. 82. – P. 1019–1037.
90. Leloup P., Ricard Y., Battaglia J., Lacassin R. Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples // *Geophysical Journal International*. – 1999. – Vol. 136. No. 1. – P. 19–40.
91. Li Z. H., Gerya T., Burg J. -P. Influence of tectonic overpressure on P-T paths of HP-UHP rocks in continental collision zones: Thermomechanical modelling // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2010. – Vol. 28. – P. 227–247.
92. Locock A. J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // *Computers & Geosciences*. – 2014. – Vol. 62. – P. 1–11.
93. Mader U.K., Berman R.G. An equation of state for carbon dioxide to high pressure and temperature // *Amer. Mineral*. – 1991. – Vol. 76. – P. 1547–1559.
94. Mikova J., Denkova P. Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples // *Journal of Geosciences*. – 2007. – Vol. 52. No 3-4. – P. 221–226.

95. Mongkoltip P. *Metamorphic Reactions in Some Scottish Basic Intrusions* / Birmingham. – 1983.
96. Nironen M. *The Svecofennian orogen: a tectonic model* // *Precambrian Research*. – 1997. – Vol. 86. No 1-2. – P. 21–44.
97. Perchuk L.L. Chapter 5. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinskiy, L.L. Perchuk (Ed.)* / Cambridge University Press, Cambridge. – 1991. – P. 93–112.
98. Perchuk L. L., Lavrent'eva L. Y. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite–garnet–biotite. In: Saxena S. K. (ed.) *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Advances in Physical Geochemistry*. – 1983. – Vol. 3. – P. 199–239.
99. Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., van Reenen D.D., Zakharov V.S., Gerya T.V. *Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust* // *Tectonophysics*. – 2018. – Vol. 746. – P. 572–586.
100. Petrakakis K. *Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets* // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1986. – Vol. 4. – P. 323–344.
101. Powell R., Holland T.J.B. *Optimal geothermometry and geobarometry* // *American Mineralogist*. – 1994. – Vol. 79. – P. 120-133.
102. Prasad S.B., Bhattacharya A.K., Raith M.M., Bhadra S. *The origin of orthopyroxene/biotite + plagioclase coronas from the Bolangir anorthosite complex (India), and implications for reconstructing P-T paths* // *American Mineralogist*. – 2005. – Vol. 90. – P. 291–303.
103. Ranalli G. *Rheology of the Earth*. London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: Chapman & Hall, 1995. – 413 pp.
104. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al. *Causes, geodynamic factors and models of metamorphism* // *The Nature and Models of Metamorphism*. Switzerland: Springer Geology. – 2019. Cham. – P. 83–228.
105. Selzer C., Buitter S.J.H., Pfiffner O.A. *Numerical modelling of frontal and basal accretion at collisional margins* // *Tectonics*. – 2008. – Vol. 27. – TC3001.
106. Shmulovich K.I., Graham C.M. *An experimental study of phase equilibria in the system H₂O–CO₂–NaCl at 800°C and 9 кбар* // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1999. – Vol. 136. – P. 247–257.
107. Shmulovich K.I., Graham C.M. *An experimental study of phase equilibria in the systems H₂O–CO₂–CaCl₂ and H₂O–CO₂–NaCl at high pressures and temperatures (500–800°C, 0.5–0.9 GPa): geological and geophysical applications* // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2004. – Vol. 146. – P. 450–462.

108. Stüwe K., Oliver R.L. Geological history of Adélie Land and King George V Land, Antarctica: Evidence for a polycyclic metamorphic evolution // *Precambrian Research*. – 1989. – Vol. 43. – P. 317–334.
109. Suda Y., Shinichi K., Madhusoodhan S-K, Yoichi M., Yoshikuni H. Geochemistry of mafic metamorphic rocks in the Lutzow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for tectonic evolution // *Polar geoscience*. – 2006. – Vol. 19. – P. 62–88.
110. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., ... Dragusanu C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. // *Chemical Geology*. – 2000. – Vol. 168. No 3-4. – P. 279–281.
111. Tong L., Wilson C.J.L. Tectonothermal evolution of the ultrahigh temperature metapelites in the Rauer Group, east Antarctica // *Precambrian Research*. – 2006. – Vol. 149. – P. 1–20.
112. Van der Wal D., Vissers R.L.M. Structural Petrology of the Ronda Peridotite, SW Spain: Deformation History // *Journal of Petrology*. – 1996. – Vol. 37. – P. 23–43.
113. Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. – 2018. – Vol. 9. No 5. – P. 1479-1493.
114. Villaseca C., Downes H., Pin C., Barbero L. Nature and Composition of the Lower Continental Crust in Central Spain and the Granulite–Granite Linkage: Inferences from Granulitic Xenoliths // *Journal of Petrology*. – 1999. – Vol. 40. – P. 1465–1496.
115. Vrána S. Perpotassic granulites from southern Bohemia. A new rock type derived from partial melting of crustal rocks under upper mantle conditions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1989. – Vol. 103. – P. 510–522.
116. Wiewióra A., Weiss Z. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Miner.* – 1990. – Vol. 25. – P. 83–92.
117. White R., Powell R., Johnson T. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a-x relations for manganese-bearing minerals // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2014. – Vol. 32 (8). – P. 261–286.
118. Wu C.M. Revised empirical garnet biotite muscovite plagioclase geobarometer in metapelites // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2015. – Vol. 33. – P. 167–176.
119. Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet biotite plagioclase quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *Journal of Petrology*. – 2006. – Vol. 45. No 9. – P. 1907–1921.
120. Yavuz F., Kumral M., Karakaya N., Karakaya M. Ç., Yildirim D. A Windows program for chlorite calculation and classification // *Computers & Geosciences*. – 2015. – Vol. 81. – P. 101–113.

121. Zhao G.C., Wilde S.A., Cawood P.A., Lu L.Z. Petrology and P-T path of the Fuping mafic granulites: implications for tectonic evolution of the central zone of the North China craton // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2000. – Vol. 18. No 4. – P. 375–391.
122. Zhou Y., E. Rybacki R. Wirth C. He, Dresen G. Creep of partially molten fine-grained gabbro under dryconditions // *Journal of Geophysical Research*. – 2012. – Vol. 117. – B05204.
123. Zuza A.V., Levy D.A., Dee S., DesOrmeau J.W., Cheng F., Li X. Structural architecture and attenuation of the ductile lower plate of the Ruby Mountain-East Humboldt Range metamorphic core complex, northeast Nevada // *Tectonics*. – 2022. – Vol. 41. No. 8.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Химический состав минералов из изученных образцов метаморфических пород Мейерской тектонической зоны

Таблица 1.1. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах граната.

Порода	Метабазит						Метабазит						Метабазит					
Образец	Б-22-526						Б-22-613						Б-20-450					
Минерал	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
SiO ₂	37.4	37.3	37.2	36.5	37.4	37.4	37.3	37.8	38.1	37.5	37.4	37.2	36.7	37	37.6	36.7	36.7	37.4
Al ₂ O ₃	20.8	20.5	20	20.5	19.8	20.2	20.8	20.9	20.8	20.8	21	20.6	21.1	20.7	20.1	20.8	20.6	19.9
FeO	30.2	29.2	28.6	30.1	30.1	29.9	30.8	29	28.5	30.1	30.6	31.2	31.4	31	31.2	31.6	32.2	31.6
MnO	1.6	4.5	4.7	3.9	3.2	4.2	3.1	2	2.1	1.6	2.3	2.7	1.8	1.8	1.9	2.4	2.2	2.1
MgO	1.7	1.4	1.5	1.7	2.2	2	2	3.7	3.9	3.6	2.4	1.8	2.5	2.7	2.8	2.4	1.8	2.5
CaO	8.3	7.8	8	7.5	7.3	6.4	6	6.7	6.7	6.6	6.3	6.5	6.5	6.8	6.5	6.2	6.6	6.5
Сумма	100	100.7	100	100.2	100	100.1	100	100.1	100.1	100.2	100	100	100	100	100.1	100.1	100.1	100
Si ⁴⁺	2.99	2.98	2.99	2.93	3.00	3.00	3.00	2.99	3.01	2.97	2.99	2.99	2.93	2.96	3.00	2.94	2.95	3.00
Al ³⁺	1.96	1.93	1.90	1.94	1.87	1.91	1.97	1.95	1.94	1.94	1.98	1.95	1.99	1.95	1.89	1.96	1.95	1.88
Fe ³⁺	0.05	0.11	0.12	0.20	0.13	0.08	0.04	0.07	0.04	0.12	0.04	0.07	0.14	0.14	0.10	0.16	0.15	0.12
Fe ²⁺	1.97	1.84	1.80	1.82	1.89	1.93	2.03	1.85	1.84	1.88	2.01	2.03	1.96	1.93	1.99	1.96	2.02	2.00
Mn ²⁺	0.11	0.30	0.32	0.27	0.22	0.29	0.21	0.13	0.14	0.11	0.16	0.18	0.12	0.12	0.13	0.16	0.15	0.14
Mg ²⁺	0.20	0.17	0.18	0.20	0.26	0.24	0.24	0.44	0.46	0.43	0.29	0.22	0.30	0.32	0.33	0.29	0.22	0.30
Ca ²⁺	0.71	0.67	0.69	0.64	0.63	0.55	0.52	0.57	0.57	0.56	0.54	0.56	0.56	0.58	0.56	0.53	0.57	0.56
Сумма	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<i>Alm</i>	66	62	60	62	63	64	68	62	61	63	67	68	67	65	66	67	68	67
<i>Sps</i>	4	10	11	9	7	10	7	4	5	4	5	6	4	4	4	6	5	5
<i>Prp</i>	7	6	6	7	9	8	8	15	15	14	10	7	10	11	11	10	7	10
<i>Grs</i>	24	22	23	22	21	18	17	19	19	19	18	19	19	20	19	18	19	19

Продолжение таблицы 1.1.

Порода	Метабазит						Метапелит						Метапелит			Метапелит		
Образец	5444а						Б-20-466						Б-20-464			Б-20-458		
Минерал	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
SiO ₂	38.8	37.7	38.5	37.5	37.9	37.8	37.80	38.3	38.6	38.6	37.6	37.7	37.1	37	37	37	37.1	37.2
Al ₂ O ₃	21.3	21.3	22.7	21.4	21.2	20.9	21.30	21.3	21.2	21	21.4	20.9	20.4	20	20	20.5	20.3	20.9
FeO	27.8	27.3	25.1	27.3	27.5	28.0	31.80	30.4	29.8	30.2	30.6	31.4	36.5	36.8	37.3	36.5	36.3	36.6
MnO	2.1	2.4	2.1	2.6	2.5	2.7	1.50	1.3	1.3	1.4	1.6	1.5	2.3	2.1	2	1.5	1.2	1.3
MgO	4.4	5.1	4.9	4.2	4.0	4.3	4.90	6	5.7	5.8	6.2	5.6	2.5	2.8	2.5	3.3	3.4	3.1
CaO	5.7	6.2	6.7	7.0	6.9	6.4	2.80	2.7	3.4	3.1	2.7	2.5	1.2	1.3	1.3	1.2	1.2	0.8
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.1	100	100	100.1	100.1	99.6	100	100	100.1	100	99.5	99.9
Si ⁴⁺	3.06	2.96	3.01	2.96	2.99	2.99	2.99	3.01	3.03	3.03	2.95	2.99	3.01	3.00	3.00	2.99	3.01	3.01
Al ³⁺	1.98	1.97	2.09	1.99	1.97	1.95	1.99	1.97	1.96	1.95	1.98	1.95	1.95	1.91	1.91	1.95	1.94	1.99
Fe ³⁺	0.00	0.11	0.00	0.10	0.05	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.12	0.07	0.03	0.09	0.08	0.08	0.05	0.00
Fe ²⁺	1.83	1.69	1.64	1.70	1.77	1.76	2.08	1.99	1.96	1.99	1.89	2.01	2.44	2.40	2.45	2.38	2.41	2.47
Mn ²⁺	0.14	0.16	0.14	0.17	0.17	0.18	0.10	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10	0.16	0.14	0.14	0.10	0.08	0.09
Mg ²⁺	0.52	0.59	0.57	0.49	0.47	0.50	0.58	0.70	0.67	0.68	0.73	0.66	0.30	0.34	0.30	0.40	0.41	0.37
Ca ²⁺	0.48	0.52	0.56	0.59	0.58	0.54	0.24	0.23	0.29	0.26	0.23	0.21	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.07
Сумма	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<i>Alm</i>	62	57	56	58	59	59	69	66	65	66	64	67	81	80	82	80	80	82
<i>Sps</i>	5	5	5	6	6	6	3	3	3	3	4	3	5	5	5	3	3	3
<i>Prp</i>	17	20	20	17	16	17	19	23	22	23	25	22	10	11	10	13	14	12
<i>Grs</i>	16	18	19	20	20	18	8	8	10	9	8	7	3	4	4	3	3	2

Продолжение таблицы 1.1.

Порода	Метапелит			Метапелит					Метапелит			Метапелит			Метапелит		
Образец	Б-20-455-2			Б-20-448					Б-20-439			Б-20-427			Б-20-425		
Минерал	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
SiO ₂	37.6	37.1	37.3	37.4	37	38	37.6	36.4	37.1	37.8	36.4	37.5	37.6	36.9	37.3	37	37
Al ₂ O ₃	20.9	20.6	20.6	20.7	20.8	20.7	20.7	20.3	20.4	20.5	20.9	21.1	20.8	19.9	20.2	20.3	20.7
FeO	34.6	35.8	35.1	32.6	33	33.1	33.7	35.5	33.9	34.6	31.9	34.8	34.2	36.8	37.3	37.7	37
MnO	3.2	3	2.8	1.3	1.1	1.2	1.3	4.5	5.1	1	8	0.9	1.1	1.3	0.5	1.2	2.2
MgO	2.4	2.3	2.6	6	5.5	5.4	5.3	1.8	1.9	4.2	1.3	4.3	5	3.7	3.7	2.8	2.2
CaO	1.3	1.2	1.6	1.7	1.7	1.5	1.5	1.2	1.7	2	1.6	1.3	1.3	1.3	0.9	1.1	1
Сумма	100	100	100	99.7	99.1	99.9	100.1	99.7	100.1	100.1	100.1	99.9	100	99.9	99.9	100.1	100.1
Si ⁴⁺	3.04	3.01	3.02	2.96	2.96	3.02	2.98	2.98	3.01	3.02	2.97	3.00	2.99	2.98	3.01	3.00	3.00
Al ³⁺	1.99	1.97	1.96	1.93	1.96	1.94	1.94	1.96	1.95	1.93	2.01	1.99	1.95	1.89	1.92	1.94	1.98
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.00	0.14	0.12	0.03	0.09	0.09	0.02	0.03	0.06	0.01	0.06	0.15	0.06	0.07	0.01
Fe ²⁺	2.34	2.42	2.37	2.02	2.08	2.17	2.14	2.34	2.29	2.28	2.12	2.31	2.21	2.33	2.45	2.48	2.50
Mn ²⁺	0.22	0.21	0.19	0.09	0.07	0.08	0.09	0.31	0.35	0.07	0.55	0.06	0.07	0.09	0.03	0.08	0.15
Mg ²⁺	0.29	0.28	0.31	0.71	0.66	0.64	0.63	0.22	0.23	0.50	0.16	0.51	0.59	0.45	0.44	0.34	0.27
Ca ²⁺	0.11	0.10	0.14	0.14	0.15	0.13	0.13	0.11	0.15	0.17	0.14	0.11	0.11	0.11	0.08	0.10	0.09
Сумма	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<i>Alm</i>	79	80	79	68	70	72	72	79	76	76	71	77	74	78	81	83	83
<i>Sps</i>	7	7	6	3	3	3	3	10	12	2	19	2	2	3	1	3	5
<i>Prp</i>	10	9	10	24	22	21	21	7	8	17	5	17	20	15	15	11	9
<i>Grs</i>	4	3	5	5	5	4	4	4	5	6	5	4	4	4	3	3	3

Продолжение таблицы 1.1.

Порода	Метапелит							Метапелит				
	Б-20-417							Б-22-601				
Минерал	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
SiO ₂	37	37.6	37.4	37	37.4	36.4	37.1	37.3	37.3	37.4	37.6	37.1
Al ₂ O ₃	20.2	20.7	20.5	20.2	21.2	21	20.2	20.9	20.7	20.7	20.3	20.6
FeO	31.5	33.5	33.5	29.9	31.3	30.6	30.1	30.0	30.8	30.9	31.4	31.5
MnO	6.6	2	2.5	8.8	6.1	8	8.7	5.6	4.6	4.2	3.0	2.8
MgO	2.4	3.9	3.7	1.8	1.8	1.7	1.8	2.7	2.6	3.3	3.4	3.6
CaO	2.3	2.4	2.4	2.3	2.3	2.3	2.4	3.6	4.1	4.0	4.4	4.5
Сумма	100	100.1	100	100	100.1	100	100.3	100.0	100.0	100.5	100.2	100.1
Si ⁴⁺	3.00	3.01	3.00	3.01	3.03	2.96	3.01	2.99	3.00	2.98	3.00	2.96
Al ³⁺	1.93	1.95	1.94	1.94	2.02	2.01	1.93	1.98	1.96	1.94	1.91	1.94
Fe ³⁺	0.08	0.04	0.07	0.05	0.00	0.08	0.06	0.03	0.05	0.10	0.08	0.14
Fe ²⁺	2.05	2.20	2.18	1.98	2.12	2.00	1.98	1.98	2.02	1.96	2.02	1.96
Mn ²⁺	0.45	0.14	0.17	0.61	0.42	0.55	0.60	0.38	0.31	0.28	0.20	0.19
Mg ²⁺	0.29	0.46	0.44	0.22	0.22	0.21	0.22	0.32	0.31	0.39	0.41	0.43
Ca ²⁺	0.20	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20	0.21	0.31	0.35	0.34	0.38	0.38
Сумма	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<i>Alm</i>	69	73	73	66	72	68	66	66	67	66	67	66
<i>Sps</i>	15	5	6	20	14	19	20	13	10	10	7	6
<i>Prp</i>	10	15	15	7	7	7	7	11	10	13	13	14
<i>Grs</i>	7	7	7	7	7	7	7	10	12	11	13	13

Таблица 1.2. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах биотита.

Порода	Метабазит										Метабазит	Метабазит									
	Б-22-526										Б-22-613	Б-20-450									
Минерал	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>
SiO ₂	34.8	34.9	35.9	35.3	34.6	33.8	34.7	35.6	35.1	34.8	34.4	35.2	35.6	37.3	35.3	36.0	34.9	35.7	36.2	35.6	34.9
TiO ₂	2.9	3.1	3.6	2.8	3.0	3.3	3.2	3.6	3.2	3.5	1.7	2.2	2.6	2.5	1.7	2.6	3.2	2.9	2.2	2.1	5.4
Al ₂ O ₃	14.9	15.6	16.1	15.4	15.7	14.7	14.7	15.4	15.3	15.0	18.2	16.1	15.3	15.9	15.4	15.9	15.8	15.2	16.3	17.1	14.0
FeO	25.4	25.1	24.8	27.7	26.6	26.6	27.9	25.3	26.2	25.5	22.7	25.4	24.5	25.7	25.4	22.9	24.5	27.0	27.4	25.7	24.7
MnO	0.5	0.0	0.4	0.3	0.1	0.3	0.3	0.1	0.3	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0
MgO	7.8	7.5	7.3	6.4	7.1	6.5	6.7	7.8	7.4	7.0	11.5	7.3	7.7	7.3	7.1	9.1	7.0	6.9	6.3	7.2	7.0
Na ₂ O	0.0	0.2	0.0	0.3	0.4	0.0	0.0	0.0	0.2	0.3	0.4	0.2	0.1	0.3	0.4	0.2	0.2	0.0	0.0	0.1	0.5
K ₂ O	9.2	8.8	9.4	8.9	9.1	9.6	10.1	9.7	9.6	9.3	6.0	8.9	8.5	9.1	8.9	9.1	8.9	9.3	9.2	8.9	9.5
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	95.3	95.2	97.4	97.0	96.5	94.8	97.6	97.5	97.3	95.6	95.0	95.5	94.5	98.5	94.2	96.1	94.4	97.0	97.8	97.2	96.0
Si ⁴⁺	2.77	2.78	2.80	2.79	2.74	2.76	2.76	2.79	2.77	2.80	2.58	2.80	2.84	2.86	2.83	2.81	2.80	2.82	2.82	2.77	2.82
Ti ⁴⁺	0.17	0.19	0.21	0.17	0.18	0.20	0.19	0.21	0.19	0.21	0.10	0.13	0.16	0.15	0.10	0.15	0.19	0.17	0.13	0.12	0.33
Al ³⁺	1.40	1.47	1.48	1.44	1.47	1.41	1.38	1.42	1.42	1.42	1.61	1.51	1.44	1.44	1.46	1.46	1.50	1.42	1.50	1.57	1.33
Fe ²⁺	1.57	1.63	1.62	1.79	1.70	1.74	1.78	1.63	1.69	1.71	0.81	1.68	1.64	1.65	1.71	1.49	1.65	1.76	1.79	1.67	1.67
Fe ³⁺	0.12	0.04	0.00	0.04	0.06	0.07	0.08	0.03	0.04	0.00	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Mn ²⁺	0.03	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg ²⁺	0.93	0.89	0.85	0.75	0.84	0.79	0.79	0.91	0.87	0.84	1.28	0.86	0.91	0.83	0.85	1.06	0.84	0.81	0.73	0.84	0.84
Na ⁺	0.00	0.03	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.06	0.02	0.01	0.05	0.07	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.07
K ⁺	0.94	0.90	0.94	0.90	0.92	1.00	1.02	0.97	0.97	0.95	0.57	0.91	0.87	0.89	0.92	0.91	0.91	0.93	0.92	0.89	0.98
Сумма	7.94	7.93	7.93	7.94	7.98	8.00	8.02	7.97	8.00	7.99	7.63	7.92	7.87	7.88	7.93	7.93	7.92	7.93	7.89	7.90	8.04
Al ^{IV}	1.23	1.22	1.20	1.21	1.26	1.24	1.24	1.21	1.23	1.20	1.42	1.20	1.16	1.14	1.17	1.19	1.20	1.18	1.18	1.23	1.18
Al ^{VI}	0.17	0.25	0.28	0.23	0.21	0.17	0.14	0.21	0.19	0.22	0.18	0.30	0.29	0.31	0.29	0.28	0.30	0.23	0.32	0.34	0.15
X _{Mg}	0.37	0.35	0.34	0.30	0.33	0.31	0.31	0.36	0.34	0.33	0.61	0.34	0.36	0.33	0.33	0.42	0.34	0.31	0.29	0.33	0.33
X _{Na}	0.00	0.03	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.09	0.02	0.01	0.05	0.07	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	0.07

Продолжение таблицы 1.2.

Порода	Метабазит						Метапелит					Метапелит			Метапелит			Метапелит		
Образец	5444а						Б-20-466					Б-20-417			Б-20-458			Б-20-425		
Минерал	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>
SiO ₂	38.0	35.5	34.7	37.2	35.0	35.8	38.2	36.2	37.7	38.4	38.8	37.2	36.5	35.7	35.5	35.7	36.6	36.6	33.0	34.1
TiO ₂	3.4	3.5	4.4	3.0	2.4	2.4	2.9	3.6	3.3	2.7	1.3	0.4	2.9	3.0	2.0	1.3	1.8	1.5	1.8	1.4
Al ₂ O ₃	14.9	14.9	14.2	15.5	15.7	15.6	17.2	16.3	17.8	19.1	17.9	18.8	16.5	16.4	18.4	19.9	19.3	20.8	17.8	18.3
FeO	21.0	19.2	18.9	17.6	18.3	18.1	17.4	18.0	17.9	17.3	16.0	20.5	21.3	21.1	18.6	17.6	19.8	18.9	19.4	19.1
MnO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	11.3	10.9	11.1	13.0	12.4	12.1	12.9	10.7	10.9	10.7	13.6	10.1	9.7	9.1	9.2	9.3	9.7	10.1	8.1	8.5
Na ₂ O	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.4	0.1	0.2	0.2	0.4	0.1	0.5	0.3	0.2	0.2
K ₂ O	9.8	9.1	8.8	9.3	8.8	9.4	10.4	10.1	10.3	9.9	10.2	9.8	10.0	9.8	9.3	9.5	9.8	9.9	9.2	9.2
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	98.3	93.5	92.0	95.5	92.6	93.3	98.9	95.1	98.1	98.1	98.2	97.1	97.0	95.3	93.7	93.6	97.6	98.3	89.4	90.9
Si ⁴⁺	2.87	2.83	2.79	2.84	2.75	2.81	2.83	2.84	2.85	2.88	2.87	2.84	2.82	2.82	2.75	2.74	2.72	2.68	2.70	2.73
Ti ⁴⁺	0.20	0.21	0.26	0.17	0.14	0.14	0.16	0.21	0.19	0.15	0.07	0.02	0.17	0.18	0.12	0.08	0.10	0.08	0.11	0.09
Al ³⁺	1.33	1.40	1.35	1.39	1.45	1.45	1.50	1.51	1.59	1.69	1.56	1.69	1.50	1.52	1.67	1.80	1.69	1.80	1.72	1.73
Fe ²⁺	1.33	1.28	1.09	1.10	1.04	1.19	1.08	1.18	1.13	1.09	0.99	1.31	1.38	1.39	1.20	1.13	1.23	1.16	1.32	1.28
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.18	0.03	0.16	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	1.27	1.29	1.33	1.48	1.45	1.41	1.43	1.25	1.23	1.19	1.50	1.15	1.11	1.07	1.07	1.06	1.08	1.11	0.99	1.02
Na ⁺	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.06	0.01	0.02	0.03	0.07	0.01	0.06	0.04	0.02	0.03
K ⁺	0.94	0.92	0.90	0.91	0.88	0.94	0.98	1.01	0.99	0.95	0.96	0.95	0.98	0.99	0.92	0.93	0.93	0.93	0.95	0.94
Сумма	7.94	7.98	7.90	7.91	7.88	7.94	7.98	8.04	8.01	7.94	8.02	8.00	8.00	8.00	7.81	7.78	7.83	7.81	7.82	7.81
Al ^{IV}	1.13	1.17	1.21	1.16	1.25	1.19	1.17	1.16	1.15	1.12	1.13	1.16	1.18	1.18	1.25	1.26	1.28	1.32	1.30	1.27
Al ^{VI}	0.20	0.23	0.13	0.23	0.20	0.26	0.33	0.35	0.44	0.57	0.44	0.53	0.32	0.34	0.42	0.54	0.42	0.48	0.42	0.45
X _{Mg}	0.49	0.50	0.55	0.57	0.58	0.54	0.57	0.51	0.52	0.52	0.60	0.47	0.45	0.44	0.47	0.48	0.47	0.49	0.43	0.44
X _{Na}	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.06	0.01	0.02	0.03	0.07	0.02	0.07	0.04	0.02	0.03

Продолжение таблицы 1.2.

Порода	Метапелит			Метапелит			Метапелит			Метапелит			Метапелит			Метапелит		
Образец	Б-20-455-2			Б-20-464			Б-20-439			Б-20-427			Б-20-417			Б-22-601		
Минерал	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>
SiO ₂	36.0	37.3	35.2	34.9	35.0	34.8	35.2	35.4	36.6	36.4	36.2	35.7	35.0	35.7	35.1	36.7	36.1	36.4
TiO ₂	1.6	1.7	1.5	0.9	0.7	1.9	2.2	1.7	2.3	3.2	3.0	3.8	2.0	3.0	2.9	2.5	2.2	2.1
Al ₂ O ₃	19.1	19.4	19.3	19.1	19.6	19.1	17.0	18.8	18.2	18.5	17.8	16.8	15.8	16.4	15.7	16.6	16.2	16.8
FeO	18.8	19.2	19.0	18.9	19.0	19.8	19.4	19.8	20.7	16.9	17.6	16.2	20.6	21.1	20.0	18.2	18.5	18.5
MnO	0.1	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.1
MgO	9.3	9.7	9.3	9.0	9.9	9.0	9.2	8.7	9.2	10.7	10.9	9.8	9.3	9.1	9.3	11.7	11.0	11.3
Na ₂ O	0.0	0.3	0.0	0.2	0.5	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.4	0.1	0.0	0.2
K ₂ O	9.5	9.9	9.7	9.5	9.5	10.2	9.4	10.1	9.6	9.9	9.9	9.9	9.4	9.8	9.7	9.4	9.5	9.7
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Сумма	94.4	97.7	94.3	92.4	94.1	95.3	92.6	94.5	96.6	95.7	95.5	92.2	92.1	95.3	93.3	95.3	93.4	95.1
Si ⁴⁺	2.75	2.76	2.71	2.74	2.70	2.67	2.77	2.73	2.76	2.73	2.73	2.78	2.79	2.76	2.77	2.81	2.83	2.80
Ti ⁴⁺	0.09	0.10	0.09	0.05	0.04	0.11	0.13	0.10	0.13	0.18	0.17	0.22	0.12	0.17	0.17	0.14	0.13	0.12
Al ³⁺	1.72	1.69	1.75	1.76	1.78	1.73	1.57	1.71	1.61	1.64	1.58	1.54	1.49	1.49	1.46	1.50	1.50	1.52
Fe ²⁺	1.20	1.19	1.22	1.24	1.22	1.27	1.28	1.27	1.31	1.06	1.11	1.05	1.37	1.36	1.32	1.17	1.21	1.19
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Mg ²⁺	1.06	1.07	1.06	1.05	1.14	1.03	1.08	1.00	1.03	1.20	1.23	1.13	1.10	1.05	1.09	1.34	1.28	1.30
Na ⁺	0.00	0.05	0.00	0.03	0.07	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.06	0.01	0.00	0.03
K ⁺	0.93	0.93	0.95	0.95	0.93	1.00	0.95	0.99	0.93	0.94	0.95	0.99	0.96	0.97	0.97	0.92	0.95	0.95
Сумма	7.76	7.79	7.80	7.82	7.88	7.89	7.79	7.82	7.77	7.75	7.78	7.73	7.83	7.83	7.86	7.90	7.90	7.93
Al ^{IV}	1.25	1.24	1.29	1.26	1.30	1.33	1.23	1.27	1.24	1.27	1.27	1.22	1.21	1.24	1.23	1.19	1.17	1.20
Al ^{VI}	0.47	0.45	0.46	0.50	0.47	0.40	0.34	0.44	0.37	0.36	0.31	0.32	0.27	0.24	0.23	0.31	0.32	0.33
X _{Mg}	0.47	0.47	0.46	0.46	0.48	0.45	0.46	0.44	0.44	0.53	0.52	0.52	0.45	0.44	0.45	0.53	0.51	0.52
X _{Na}	0.00	0.05	0.00	0.03	0.07	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.06	0.02	0.00	0.03

Таблица 1.3. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах плагиоклаза.

Порода	Метабазит										Метабазит				Метабазит						
	Б-22-526										Б-22-613				Б-20-450						
Минерал	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>
SiO ₂	59.9	58.6	58.6	61.1	61.1	58.1	58.7	57.9	58.2	57.8	45.1	46.3	44.8	45.8	55.4	55.0	55.5	56.3	54.6	56.5	56.0
Al ₂ O ₃	25.0	25.9	25.7	24.0	23.0	25.6	26.0	26.5	26.2	26.1	35.6	35.2	35.4	35.3	28.5	28.3	28.0	27.6	28.6	27.4	26.4
FeO	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.2	0.2	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.3	0.0	0.5
CaO	7.4	9.4	9.1	6.5	5.5	9.2	8.9	9.3	9.2	9.3	17.8	17.9	18.5	18.7	10.2	11.5	10.7	10.1	11.0	10.3	9.6
Na ₂ O	7.7	6.1	6.6	8.1	8.3	7.1	6.5	7.1	6.7	6.9	1.0	1.1	1.2	1.0	5.9	5.0	5.8	6.0	5.5	5.9	5.9
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	98.1	100.0	100.0	100.7	100.2	100.0	100.0	100.8	100.0	100.7	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	98.5
Si ⁴⁺	2.67	2.64	2.63	2.72	2.77	2.60	2.63	2.57	2.60	2.58	2.08	2.12	2.06	2.09	2.49	2.48	2.50	2.53	2.47	2.54	2.56
Al ³⁺	1.31	1.37	1.36	1.26	1.23	1.35	1.37	1.38	1.38	1.37	1.93	1.90	1.92	1.90	1.51	1.50	1.49	1.46	1.52	1.45	1.42
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
Ca ²⁺	0.35	0.45	0.44	0.31	0.27	0.44	0.43	0.44	0.44	0.45	0.88	0.88	0.91	0.92	0.49	0.56	0.52	0.49	0.53	0.50	0.47
Na ⁺	0.67	0.53	0.57	0.70	0.73	0.62	0.57	0.61	0.58	0.60	0.09	0.10	0.11	0.09	0.51	0.44	0.51	0.52	0.48	0.51	0.53
K ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
<i>An</i>	35	46	43	31	27	42	43	42	43	43	91	90	89	91	49	56	50	48	52	49	47
<i>Ab</i>	65	54	57	69	73	58	57	58	57	57	9	10	11	9	51	44	50	52	48	51	53

Продолжение таблицы 1.3.

Порода	Метабазит			Метабазит												Метапелит				
	Б-20-450			5444а												Б-20-466				
Минерал	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	
SiO ₂	47.6	47.6	56.3	45.6	45.0	49.0	44.8	46.6	47.4	51.9	45.6	46.2	44.1	52.1	47.5	57.3	56.7	58.1	58.7	58.7
Al ₂ O ₃	31.6	32.0	27.5	34.2	35.0	32.6	34.7	34.0	34.2	30.5	35.3	34.4	35.4	30.9	34.1	27.2	27.4	26.5	25.7	25.8
FeO	0.4	0.8	0.0	0.4	0.2	0.2	0.4	0.3	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	15.9	16.6	10.7	19.4	19.0	15.6	19.1	16.9	17.4	12.3	17.6	17.3	18.1	12.9	16.0	9.2	9.6	8.7	8.5	8.4
Na ₂ O	2.8	2.5	5.6	1.2	0.8	2.6	1.1	2.2	1.8	4.3	1.4	1.7	1.1	4.2	2.4	6.2	6.4	6.6	6.9	7.0
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1
Сумма	98.3	99.5	100.0	100.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.9	98.9	100.0	99.5	98.7	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Si ⁴⁺	2.22	2.21	2.53	2.08	2.07	2.24	2.06	2.13	2.16	2.37	2.09	2.13	2.05	2.36	2.17	2.57	2.54	2.61	2.63	2.62
Al ³⁺	1.74	1.75	1.46	1.84	1.90	1.76	1.88	1.83	1.83	1.64	1.91	1.87	1.94	1.65	1.84	1.44	1.44	1.40	1.36	1.36
Fe ²⁺	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	0.80	0.82	0.51	0.95	0.94	0.77	0.94	0.83	0.85	0.60	0.87	0.85	0.90	0.62	0.78	0.44	0.46	0.42	0.41	0.40
Na ⁺	0.26	0.23	0.48	0.11	0.07	0.23	0.09	0.19	0.16	0.38	0.12	0.15	0.10	0.37	0.21	0.54	0.56	0.58	0.60	0.61
K ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Сумма	5	5	5	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
<i>An</i>	76	78	51	90	93	77	91	81	85	61	88	85	90	63	79	45	45	42	41	40
<i>Ab</i>	24	22	49	10	7	23	9	19	15	39	12	15	10	37	21	55	55	58	59	60

Продолжение таблицы 1.3.

Порода	Метапелит		Метапелит			Метапелит			Метапелит			Метапелит			Метапелит					
Образец	Б-20-466		Б-20-464			Б-20-458			Б-20-455-2			Б-20-439			Б-20-425			Б-20-417		
Минерал	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>
SiO ₂	57.6	58.7	57.7	59.1	60.1	60.6	61.5	60.3	58.6	59.8	60.2	56.0	57.2	59.0	61.6	61.4	60.9	59.4	53.9	57.8
Al ₂ O ₃	26.3	26.0	26.6	25.5	25.0	24.8	24.3	24.1	26.3	25.3	24.8	26.9	27.5	26.0	24.4	24.7	24.3	25.6	28.8	27.1
FeO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	9.5	8.1	8.8	8.3	7.5	6.5	5.7	5.6	7.7	6.9	7.1	9.8	9.6	8.0	5.8	5.9	6.2	7.7	12.6	9.4
Na ₂ O	6.5	7.1	6.9	7.4	7.4	8.1	8.5	8.6	7.3	8.0	7.8	6.5	5.8	6.9	8.1	8.1	8.6	7.5	4.7	6.5
K ₂ O	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.3	100.0	100.0	100.0	98.6	100.0	100.0	100.0	99.2	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0	100.7
Si ⁴⁺	2.58	2.62	2.58	2.63	2.69	2.69	2.73	2.71	2.61	2.66	2.68	2.53	2.57	2.64	2.74	2.73	2.70	2.65	2.44	2.57
Al ³⁺	1.39	1.37	1.40	1.34	1.32	1.30	1.27	1.27	1.38	1.32	1.30	1.43	1.46	1.37	1.28	1.29	1.27	1.34	1.54	1.42
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	0.46	0.39	0.42	0.40	0.36	0.31	0.27	0.27	0.37	0.33	0.34	0.47	0.46	0.39	0.28	0.28	0.29	0.37	0.61	0.45
Na ⁺	0.57	0.61	0.60	0.64	0.64	0.70	0.73	0.75	0.63	0.69	0.68	0.57	0.50	0.60	0.70	0.70	0.74	0.64	0.41	0.56
K ⁺	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
<i>An</i>	45	39	41	38	36	31	27	27	37	32	33	46	48	39	28	29	28	36	60	44
<i>Ab</i>	55	61	59	62	64	69	73	73	63	68	67	54	52	61	72	71	72	64	40	56

Продолжение таблицы 1.3.

Порода	Метапелит				Метапелит									
	Б-20-417				Б-22-601									
Минерал	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>
SiO ₂	59.1	60.3	58.8	59.7	52.7	48.9	50.5	50.9	49.0	47.1	46.7	55.0	56.2	
Al ₂ O ₃	25.5	25.2	25.7	25.5	30.3	33.1	31.6	31.2	32.9	33.4	34.5	28.8	27.4	
FeO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	
CaO	7.6	7.0	8.8	7.7	12.7	15.5	14.4	13.6	15.5	17.3	17.4	11.0	10.4	
Na ₂ O	7.0	7.7	6.7	7.1	4.3	2.5	3.3	3.6	2.7	2.2	1.4	5.3	5.7	
K ₂ O	0.5	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Сумма	99.7	100.2	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	99.6	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
Si ⁴⁺	2.65	2.68	2.63	2.67	2.39	2.24	2.30	2.32	2.24	2.16	2.15	2.48	2.53	
Al ³⁺	1.35	1.32	1.36	1.34	1.62	1.78	1.70	1.68	1.77	1.80	1.87	1.53	1.46	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Ca ²⁺	0.37	0.33	0.42	0.37	0.62	0.76	0.70	0.67	0.76	0.85	0.86	0.53	0.50	
Na ⁺	0.61	0.66	0.58	0.61	0.38	0.22	0.29	0.32	0.24	0.20	0.12	0.46	0.50	
K ⁺	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Сумма	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
<i>An</i>	38	33	42	37	62	77	71	68	76	81	87	53	50	
<i>Ab</i>	62	67	58	63	38	23	29	32	24	19	13	47	50	

Таблица 1.4. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах мусковита.

Порода	Метабазит						Метапелит			Метапелит		Метапелит		
Образец	Б-22-613						Б-20-458			Б-20-439		Б-20-425		
Минерал	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>	<i>M_s</i>
SiO ₂	48.3	47.1	47.4	47.2	47.0	46.3	48.3	48.2	41.5	46.4	45.7	46.4	55.2	45.7
TiO ₂	0.2	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.4	0.3	0.0	0.1	0.3
Al ₂ O ₃	37.3	36.9	35.7	34.6	35.8	35.8	37.2	38.4	28.1	35.2	34.6	36.8	30.4	36.1
FeO	0.9	1.0	0.7	2.5	1.2	0.9	1.4	1.2	8.0	1.5	1.2	0.9	0.6	0.9
MnO	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.4	0.5	0.6	0.7	0.2	0.9	0.5	0.3	4.2	0.6	0.7	0.3	0.5	0.3
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1
Na ₂ O	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	1.6	1.2	0.2	0.6	0.6	1.6	1.4	1.1
K ₂ O	11.8	11.6	11.9	11.7	11.7	11.6	10.0	10.5	6.3	11.0	10.9	9.4	8.6	8.8
BaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	1.0	0.0	2.3
Сумма	98.9	97.2	96.7	96.8	96.0	96.3	99.2	99.8	88.1	95.6	94.8	96.2	96.7	96.6
Si ⁴⁺	3.09	3.06	3.12	3.11	3.11	3.05	3.08	3.05	2.85	3.08	3.08	3.05	3.59	2.99
Ti ⁴⁺	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
Al ³⁺	2.81	2.83	2.77	2.68	2.79	2.78	2.79	2.86	2.27	2.76	2.75	2.85	2.33	2.79
Fe ³⁺	0.02	0.05	0.00	0.11	0.00	0.05	0.02	0.04	0.46	0.03	0.05	0.05	0.00	0.05
Fe ²⁺	0.03	0.00	0.04	0.02	0.07	0.00	0.06	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00
Mn ²⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	0.04	0.05	0.06	0.07	0.02	0.09	0.04	0.03	0.42	0.06	0.07	0.03	0.05	0.03
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Na ⁺	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.20	0.15	0.02	0.07	0.08	0.20	0.17	0.14
K ⁺	0.96	0.96	1.00	0.98	0.99	0.98	0.81	0.85	0.55	0.94	0.94	0.79	0.71	0.74
Ba ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.06
Сумма	6.96	6.96	7.03	6.98	6.99	6.99	7.01	7.00	6.57	7.01	7.02	6.99	6.88	6.88
Si ^{IV}	1.09	1.06	1.12	1.11	1.11	1.05	1.08	1.05	0.85	1.08	1.08	1.05	1.59	0.99
Al ^{IV}	0.91	0.94	0.88	0.89	0.89	0.95	0.92	0.95	1.15	0.92	0.92	0.95	0.41	1.01
Al ^{VI}	1.90	1.89	1.90	1.79	1.91	1.83	1.87	1.91	1.12	1.84	1.83	1.90	1.91	1.78
X _{Mg}	0.60	1.00	0.60	0.74	0.23	1.00	0.44	0.54	1.00	0.50	0.80	1.00	0.60	1.00
X _{M_s}	1.00	1.00	0.98	1.00	1.00	0.97	0.80	0.85	0.96	0.93	0.92	0.80	0.80	0.77
X _{Pg}	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.20	0.15	0.04	0.07	0.08	0.20	0.20	0.15

Таблица 1.5. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах роговой обманки.

Образец	Б-22-526												Б-22-613					
	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	
Минерал																		
SiO ₂	45.6	44.5	44.8	42.2	44.0	45.1	44.0	44.4	44.6	44.8	44.9	42.8	44.1	46.7	41.5	43.6	41.6	
TiO ₂	0.5	0.6	0.9	0.9	0.8	0.9	1.0	1.1	1.0	0.8	1.0	0.8	0.4	0.4	0.2	0.1	0.1	
Al ₂ O ₃	8.4	10.4	10.3	10.3	9.6	10.4	10.7	10.6	11.3	10.5	10.1	11.1	15.1	14.0	16.1	15.6	16.9	
MnO	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.7	0.6	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	
FeO	19.4	19.0	20.1	17.3	18.1	17.8	18.9	18.7	18.4	16.5	18.1	16.2	17.4	19.5	16.2	15.4	15.8	
Fe ₂ O ₃	2.1	3.9	2.2	6.2	4.3	4.8	4.7	4.6	4.0	6.1	3.9	7.6	3.2	0.4	3.3	4.3	4.6	
MgO	7.8	7.0	7.0	6.4	7.0	7.5	6.5	6.7	6.7	7.8	6.9	7.0	6.7	6.7	6.4	7.7	6.4	
CaO	11.8	11.8	11.9	11.3	11.4	11.7	11.5	11.4	10.9	11.1	11.6	10.8	11.6	10.8	11.6	11.2	11.6	
Na ₂ O	1.1	0.9	1.0	0.8	1.0	1.1	1.2	1.1	1.1	0.5	0.6	0.8	1.0	0.6	0.9	1.1	0.8	
K ₂ O	0.3	0.4	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.8	0.4	0.6	0.5	0.4	0.6	
H ₂ O ⁺	2.0	2.0	2.0	1.8	1.8	1.8	1.7	1.7	1.8	1.8	1.8	1.8	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0	
Сумма	99.5	100.9	101.3	98.3	99.1	102.2	101.7	101.4	100.9	101.3	100.1	100.1	102.3	102.0	99.0	101.8	100.7	
Si ^T	6.93	6.68	6.72	6.56	6.75	6.68	6.62	6.66	6.69	6.67	6.79	6.49	6.45	6.79	6.26	6.36	6.18	
Al ^T	1.07	1.32	1.28	1.44	1.25	1.32	1.38	1.34	1.31	1.33	1.21	1.51	1.56	1.21	1.74	1.64	1.82	
Fe ^{2+C}	2.47	2.38	2.52	2.25	2.32	2.20	2.37	2.32	2.25	1.99	2.29	1.97	2.09	2.26	2.02	1.81	1.92	
Mg ^C	1.77	1.58	1.57	1.47	1.59	1.67	1.46	1.50	1.50	1.72	1.55	1.59	1.47	1.45	1.45	1.67	1.42	
Al ^C	0.43	0.52	0.54	0.45	0.49	0.50	0.51	0.54	0.69	0.52	0.59	0.48	1.05	1.20	1.12	1.05	1.13	
Fe ^{3+C}	0.24	0.44	0.25	0.73	0.49	0.53	0.54	0.52	0.45	0.69	0.45	0.87	0.36	0.05	0.38	0.47	0.51	
Ti ^C	0.06	0.06	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.11	0.08	0.11	0.10	0.04	0.05	0.03	0.01	0.01	
Mn ^C	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mn ^B	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.09	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	
Fe ^{2+B}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.07	0.00	0.09	0.03	0.12	0.02	0.07	0.04	
Ca ^B	1.91	1.90	1.91	1.89	1.87	1.87	1.86	1.83	1.76	1.77	1.87	1.75	1.82	1.68	1.88	1.75	1.85	
Na ^B	0.05	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.10	0.13	0.08	0.07	0.12	0.10	0.16	0.06	0.13	0.08	
Na ^A	0.27	0.21	0.23	0.19	0.22	0.24	0.26	0.23	0.18	0.08	0.11	0.11	0.17	0.01	0.21	0.19	0.15	
K ^A	0.06	0.08	0.12	0.14	0.12	0.13	0.15	0.15	0.13	0.13	0.13	0.16	0.08	0.11	0.09	0.07	0.11	
ОН	2.00	2.00	2.00	1.79	1.81	1.79	1.76	1.76	1.77	1.83	1.78	1.81	1.92	1.91	1.95	1.98	1.97	
О	0.00	0.00	0.00	0.21	0.19	0.21	0.24	0.24	0.23	0.17	0.22	0.19	0.08	0.09	0.05	0.02	0.03	
Сумма катионов	15.32	15.29	15.35	15.33	15.34	15.37	15.42	15.38	15.31	15.21	15.24	15.28	15.24	15.13	15.29	15.26	15.26	

Продолжение таблицы 1.5.

Образец	Б-22-613				Б-20-450						5444a					
	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>	<i>Hbl</i>
SiO ₂	40.9	43.0	41.7	42.6	40.3	41.3	44.3	41.5	42.1	41.3	44.1	43.4	47.3	45.8	43.7	44.8
TiO ₂	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	1.1	0.0	1.9	1.7	1.4	1.8	1.7
Al ₂ O ₃	16.3	15.5	16.7	16.5	18.1	17.7	11.0	16.1	15.2	12.7	15.8	8.8	10.4	8.0	9.0	9.3
MnO	0.2	0.2	0.3	0.0	0.3	0.3	0.1	0.1	0.3	0.1	0.4	0.1	0.1	0.0	0.1	0.3
FeO	15.4	16.1	15.6	18.0	20.1	19.5	18.6	19.7	21.0	17.0	15.3	10.9	11.2	10.4	9.8	9.9
Fe ₂ O ₃	5.0	4.7	5.0	1.3	3.2	3.7	4.4	4.5	2.7	7.5	2.1	5.9	6.0	5.0	6.2	6.7
MgO	6.4	6.8	6.5	6.3	3.9	4.5	6.8	4.6	4.7	6.4	9.1	10.2	11.6	11.8	11.0	11.1
CaO	11.3	11.7	11.5	12.1	12.4	12.5	11.5	12.4	12.3	10.5	11.1	11.3	11.4	11.1	10.6	11.8
Na ₂ O	0.9	0.7	1.0	0.9	1.0	0.9	0.9	0.8	1.0	1.7	2.2	0.7	1.0	0.5	0.6	0.8
K ₂ O	0.5	0.5	0.4	0.6	0.7	0.7	0.4	0.6	0.7	0.6	0.2	0.6	0.7	0.5	0.7	0.5
H ₂ O ⁺	1.9	1.9	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.7	2.0	1.6	1.7	1.7	1.6	1.7
Сумма	99.2	101.5	100.9	100.5	102.0	103.2	100.2	102.4	102.2	100.5	102.3	95.2	103.1	96.3	95.2	98.4
Si ^T	6.17	6.33	6.17	6.34	6.02	6.08	6.68	6.17	6.30	6.28	6.36	6.75	6.74	6.96	6.75	6.71
Al ^T	1.83	1.67	1.83	1.66	2.0	1.9	1.3	1.8	1.7	1.7	1.64	1.25	1.26	1.04	1.25	1.29
Fe ^{2+C}	1.89	1.94	1.89	2.21	2.51	2.40	2.30	2.45	2.63	2.03	1.76	1.37	1.22	1.21	1.14	1.23
Mg ^C	1.43	1.49	1.44	1.40	0.87	0.98	1.53	1.03	1.05	1.44	1.95	2.36	2.46	2.68	2.53	2.48
Al ^C	1.07	1.02	1.09	1.23	1.21	1.16	0.63	1.01	0.98	0.55	1.06	0.36	0.49	0.39	0.40	0.35
Fe ^{3+C}	0.57	0.52	0.56	0.15	0.36	0.41	0.50	0.50	0.30	0.86	0.23	0.69	0.64	0.57	0.72	0.75
Ti ^C	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.12	0.00	0.22	0.19	0.16	0.21	0.19
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ^B	0.03	0.03	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.02	0.04
Fe ^{2+B}	0.05	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.13	0.09	0.04	0.11	0.12	0.13	0.01
Ca ^B	1.83	1.85	1.82	1.92	1.98	1.98	1.86	1.98	1.98	1.71	1.72	1.88	1.73	1.80	1.76	1.89
Na ^B	0.09	0.08	0.10	0.04	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.16	0.15	0.07	0.14	0.08	0.09	0.06
Na ^A	0.19	0.12	0.20	0.22	0.29	0.24	0.18	0.22	0.29	0.36	0.45	0.15	0.13	0.07	0.08	0.16
K ^A	0.10	0.10	0.08	0.11	0.13	0.12	0.08	0.12	0.14	0.11	0.04	0.12	0.13	0.09	0.15	0.10
ОН	1.93	1.93	1.95	1.95	1.97	1.96	1.93	1.98	1.96	1.76	2.00	1.56	1.63	1.68	1.57	1.62
О	0.08	0.07	0.05	0.05	0.03	0.04	0.07	0.03	0.04	0.24	0.00	0.44	0.37	0.32	0.43	0.38
Сумма катионов	15.28	15.22	15.28	15.34	15.42	15.36	15.26	15.33	15.43	15.47	15.50	15.27	15.26	15.16	15.23	15.26

Таблица 1.6. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах ортопироксена.

Образец	5444a														
	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>
Минерал	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>	<i>Opх</i>
SiO ₂	51.2	50.8	50.2	51.3	51.3	51.7	51.8	50.5	51.1	51.3	51.3	51.4	51.5	51.0	51.2
Al ₂ O ₃	0.6	1.0	0.7	0.7	0.7	0.5	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.9	0.8	0.9	0.6
FeO	32.3	32.4	32.0	32.1	31.9	31.5	31.8	31.8	31.0	32.2	30.6	30.3	31.0	31.4	31.2
MnO	1.0	0.9	1.0	0.9	0.8	1.0	0.9	0.9	0.9	0.7	0.5	0.5	0.7	0.7	0.6
MgO	14.6	14.3	14.2	14.6	15.0	14.6	14.4	14.4	15.9	14.6	16.4	15.5	15.6	15.1	16.7
CaO	0.4	0.4	0.7	0.4	0.5	0.7	0.4	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.5	0.6
Сумма	100.0	99.9	98.8	100.0	100.2	100.0	100.0	99.0	100.0	100.0	100.0	99.3	100.0	99.5	100.8
Si ⁴⁺	2.00	1.99	1.99	2.00	2.00	2.01	2.02	1.99	1.98	2.00	1.99	2.00	2.00	1.99	1.98
Al ³⁺	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
Fe ²⁺	1.06	1.06	1.06	1.05	1.04	1.03	1.04	1.05	1.01	1.05	0.99	0.99	1.01	1.03	1.01
Mn ²⁺	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg ²⁺	0.85	0.84	0.84	0.85	0.87	0.85	0.84	0.85	0.92	0.85	0.95	0.90	0.90	0.88	0.96
Ca ²⁺	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Сумма	3.98	3.99	3.99	3.98	3.99	3.97	3.97	3.99	4.00	3.98	4.00	3.98	3.98	3.99	4.01
Al ^{IV}	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02
Al ^{VI}	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.00
X _{Mg}	0.45	0.44	0.44	0.45	0.46	0.45	0.45	0.45	0.48	0.45	0.49	0.48	0.47	0.46	0.49

Продолжение таблицы 1.6.

Образец	5444а										
	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>
Минерал	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>
SiO ₂	51.3	52.0	51.0	50.4	50.6	51.8	50.7	50.9	50.9	50.6	50.3
Al ₂ O ₃	0.8	1.0	0.9	0.8	0.8	0.6	1.0	0.7	0.8	0.8	0.9
FeO	30.8	28.3	30.6	29.7	30.7	30.4	30.9	30.7	30.9	30.9	30.9
MnO	0.6	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5
MgO	15.9	18.0	16.7	16.1	16.9	16.4	16.5	17.0	16.5	16.8	17.5
CaO	0.6	0.4	0.4	0.5	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5
Сумма	100.0	100.0	100.0	98.1	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.4
Si ⁴⁺	1.99	1.99	1.98	1.99	1.96	2.00	1.97	1.97	1.98	1.97	1.95
Al ³⁺	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04
Fe ²⁺	1.00	0.90	0.99	0.98	1.00	0.98	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mn ²⁺	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg ²⁺	0.92	1.02	0.96	0.95	0.98	0.94	0.95	0.98	0.96	0.97	1.01
Ca ²⁺	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Сумма	3.99	3.99	4.00	3.99	4.02	3.99	4.01	4.01	4.01	4.02	4.03
Al ^{IV}	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04
Al ^{VI}	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
X _{Mg}	0.48	0.53	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49	0.50	0.49	0.49	0.50

Таблица 1.7. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах кордиерита.

Образец	5206v																
	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	<i>Crd</i>	
Miner																	
SiO ₂	48.2	45.7	48.6	47.8	48.2	48.0	49.2	48.7	48.1	49.7	47.7	47.2	48.1	48.3	47.3	48.2	
Al ₂ O ₃	32.6	31.2	33.0	32.1	32.7	33.2	33.7	33.0	32.1	32.7	31.7	32.3	31.5	32.3	32.8	32.7	
FeO	6.8	7.4	7.6	7.3	6.6	6.8	7.4	7.1	7.3	7.5	7.2	7.6	8.0	7.9	8.2	8.4	
MnO	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.0	0.1	0.3	0.1	
MgO	9.0	8.5	8.6	8.8	9.8	9.2	8.9	9.2	8.8	8.8	8.8	8.6	8.2	8.5	8.2	8.8	
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Na ₂ O	0.2	0.4	0.3	0.1	0.0	0.3	0.1	0.0	0.3	0.3	0.1	0.0	0.4	0.1	0.2	0.2	
Сумма	96.9	93.1	98.1	96.2	97.4	97.5	99.4	98.0	96.6	99.2	95.5	95.8	96.2	97.2	96.9	98.4	
Si ⁴⁺	5.00	4.96	5.00	5.01	4.97	4.96	4.99	5.00	5.02	5.05	5.03	4.97	5.05	5.02	4.95	4.97	
Al ³⁺	3.99	4.00	4.00	3.96	3.98	4.03	4.02	3.99	3.95	3.92	3.93	4.01	3.91	3.95	4.04	3.97	
Fe ²⁺	0.59	0.67	0.66	0.64	0.57	0.58	0.63	0.61	0.64	0.63	0.64	0.67	0.70	0.68	0.71	0.72	
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	
Mg ²⁺	1.40	1.37	1.31	1.38	1.51	1.41	1.35	1.40	1.36	1.34	1.38	1.35	1.29	1.32	1.28	1.36	
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ⁺	0.04	0.07	0.05	0.03	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.06	0.03	0.00	0.08	0.03	0.04	0.03	
Сумма	11.02	11.08	11.03	11.02	11.04	11.05	11.01	11.01	11.03	11.02	11.01	11.02	11.03	11.02	11.05	11.06	
X _{Mg}	0.70	0.67	0.67	0.68	0.73	0.71	0.68	0.70	0.68	0.68	0.68	0.67	0.65	0.66	0.64	0.65	

Таблица 1.8. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах ставролита.

Образец	Б-20-458		
Минерал	<i>St</i>	<i>St</i>	<i>St</i>
SiO ₂	24.0	25.2	25.0
TiO ₂	0.8	0.6	0.8
Al ₂ O ₃	52.5	54.1	55.2
Cr ₂ O ₃	0.2	0.1	0.2
FeO	12.9	13.4	12.8
MnO	0.0	0.1	0.0
MgO	1.8	1.7	2.1
ZnO	1.0	2.2	1.3
Сумма	93.1	97.2	97.4
Si ⁴⁺	3.57	3.60	3.55
Ti ⁴⁺	0.09	0.06	0.09
Al ³⁺	9.20	9.11	9.24
Cr ³⁺	0.02	0.01	0.02
Fe ²⁺	0.97	0.93	0.88
Fe ³⁺	0.63	0.67	0.64
Mn ²⁺	0.00	0.01	0.00
Mg ²⁺	0.40	0.36	0.44
Zn ²⁺	0.11	0.23	0.14
Сумма	15.00	15.00	15.00
X _{Mg}	0.29	0.28	0.33
X _{Fe}	0.71	0.72	0.67

Таблица 1.9. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах ильменита.

Порода	Метабазит				Метапелит	Метапелит			Метапелит		Метапелит	
	5444a				Б-20-464	Б-20-458			Б-20-455-2		Б-20-425	
Минерал	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>	<i>Ilm</i>
SiO ₂	2.4	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.6
TiO ₂	50.8	53.1	51.3	53.0	54.0	52.7	53.1	54.0	52.9	52.8	54.2	53.0
Al ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	44.6	45.8	46.3	45.8	44.5	45.1	45.3	44.6	46.6	46.1	45.9	45.4
MnO	2.2	0.8	1.3	1.1	1.6	0.4	0.3	0.2	0.4	0.6	1.0	1.0
MgO	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.5	0.8	0.7	0.0	0.5	0.0	0.0
Сумма	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	98.8	100.0	100.0	100.0	100.0	101.0	99.9
Si ⁴⁺	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti ⁴⁺	0.96	1.01	0.97	1.01	1.03	1.01	1.00	1.02	1.01	1.00	1.02	1.01
Al ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.94	0.96	0.97	0.97	0.94	0.96	0.95	0.94	0.99	0.97	0.96	0.96
Mn ²⁺	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg ²⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
Сумма	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
<i>Ilm</i>	0.95	0.97	0.97	0.98	0.97	0.97	0.96	0.96	0.99	0.97	0.98	0.98
<i>Ppn</i>	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02
<i>Gkl</i>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00

Таблица 1.10. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и коэффициенты (ф.к.) в кристаллохимических формулах хлорита.

Порода	Метабазит		Метабазит	Метапелит	Метапелит			Метапелит				Метапелит		
Образец	Б-22-526		Б-20-450	5442a	2465v			Б-22-601				Б-20-464		
Минерал	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>
SiO ₂	25.9	24.6	25.4	24.2	23.1	25.4	25.7	27.6	25.8	34.1	33.9	28.6	25.9	
TiO ₂	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Al ₂ O ₃	18.1	19.6	20.5	23.5	24.2	24.5	23.7	22.3	21.3	10.6	9.8	19.0	19.8	
FeO	29.3	33.5	33.6	23.3	25.4	23.2	23.4	21.9	22.5	12.2	19.3	29.7	27.6	
MnO	0.4	0.6	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	
MgO	11.6	8.8	9.6	15.7	13.8	15.5	16.0	16.2	17.4	21.5	19.3	13.9	13.6	
CaO	0.3	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.1	0.7	0.0	0.5	0.2	0.1	0.0	
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.9	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	
Сумма	85.6	87.1	89.5	87.2	87.2	89.8	90.6	88.8	87.2	79.2	82.9	91.3	86.9	
H ₂ O	10.82	10.75	11.13	11.42	11.27	11.81	11.87	11.82	11.49	11.14	11.18	11.69	11.15	
Si	2.87	2.74	2.74	2.54	2.46	2.58	2.60	2.80	2.69	3.67	3.64	2.93	2.79	
Ti	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	2.37	2.58	2.60	2.91	3.04	2.93	2.82	2.67	2.62	1.35	1.24	2.30	2.51	
Fe ²⁺	2.72	3.13	3.03	2.05	2.26	1.97	1.98	1.86	1.96	1.10	1.73	2.55	2.48	
Mn	0.04	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	
Mg	1.92	1.46	1.54	2.46	2.19	2.35	2.41	2.45	2.71	3.45	3.09	2.13	2.18	
Ca	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.08	0.00	0.06	0.02	0.01	0.00	
Na	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.18	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	
ОН	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
Al ^{IV}	1.13	1.26	1.26	1.46	1.54	1.42	1.40	1.20	1.31	0.33	0.36	1.07	1.21	
Al ^{VI}	1.24	1.32	1.34	1.45	1.49	1.51	1.42	1.47	1.31	1.02	0.87	1.23	1.30	
Вакансия	0.09	0.03	0.06	0.05	0.04	0.16	0.16	0.21	0.00	0.40	0.29	0.09	0.04	
X _{Mg}	0.41	0.32	0.34	0.55	0.49	0.54	0.55	0.57	0.58	0.76	0.64	0.45	0.47	
Na+K+2Ca	0.07	0.00	0.00	0.11	0.10	0.19	0.26	0.15	0.00	0.12	0.07	0.02	0.00	

Продолжение таблицы 1.10.

Порода	Метапелит	Метапелит			Метапелит		Метапелит		Метапелит			Метапелит		
Образец	Б-20-461	Б-20-456			Б-20-454		Б-20-436		Б-20-435			Б-20-425		
Минерал	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>	<i>Chl</i>
SiO ₂	25.7	24.8	26.3	21.9	25.5	24.4	28.4	29.0	23.2	27.2	26.9	24.3	25.2	24.3
TiO ₂	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.2	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	21.1	23.6	22.4	20.5	21.4	21.1	19.5	18.6	21.5	24.5	19.7	23.1	23.7	22.2
FeO	27.3	25.2	24.4	24.1	30.8	24.1	24.2	21.0	26.2	24.0	24.5	25.6	25.8	23.6
MnO	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.3	0.0	0.1	0.2	0.1
MgO	12.2	14.1	15.2	11.9	5.9	12.8	13.8	14.3	11.4	11.2	10.3	13.1	14.2	13.6
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Na ₂ O	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
K ₂ O	0.2	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.4	1.7	0.0	1.0	2.5	0.0	0.0	0.0
Сумма	86.8	88.2	88.3	78.7	83.8	82.5	86.7	85.0	82.3	88.2	84.6	86.4	89.1	83.9
H ₂ O	11.15	11.48	11.59	10.12	10.59	10.74	11.37	11.24	10.56	11.60	10.88	11.20	11.58	10.97
Si	2.77	2.59	2.72	2.60	2.89	2.72	3.00	3.09	2.63	2.81	2.97	2.60	2.61	2.66
Ti	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
Al	2.68	2.91	2.73	2.86	2.86	2.78	2.42	2.34	2.88	2.99	2.56	2.91	2.89	2.86
Fe ²⁺	2.46	2.20	2.11	2.39	2.92	2.25	2.13	1.87	2.49	2.08	2.26	2.29	2.23	2.16
Mn	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01
Mg	1.96	2.20	2.35	2.10	1.00	2.13	2.17	2.27	1.93	1.73	1.69	2.09	2.19	2.22
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
K	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.23	0.00	0.13	0.35	0.00	0.00	0.00
ОН	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al ^{IV}	1.23	1.41	1.28	1.40	1.11	1.28	1.00	0.91	1.37	1.19	1.03	1.40	1.39	1.34
Al ^{VI}	1.44	1.50	1.45	1.46	1.75	1.50	1.42	1.43	1.51	1.80	1.53	1.52	1.50	1.52
Вакансия	0.12	0.09	0.09	0.05	0.33	0.11	0.27	0.41	0.07	0.37	0.49	0.08	0.06	0.10
X _{Mg}	0.44	0.50	0.53	0.47	0.25	0.49	0.50	0.55	0.44	0.45	0.43	0.48	0.50	0.51
Na+K+2 Ca	0.03	0.06	0.00	0.05	0.02	0.00	0.12	0.30	0.00	0.13	0.42	0.00	0.00	0.02

Приложение 2. Результаты изотопных исследований

Таблица 2.2. Результаты U-Pb изотопных исследований монацита из пегматитовых жил.

№	Описание монацитов	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Th/U	Возраст, млн лет		
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Пегматит, образец Б-21-511-1													
1	Ярко-желтый, крупный (> 100 мкм), мутный	4934	1532	1236	0.11403	10.1943	5.1405	0.32695	0.99	28.1	1823.6 ±7.2	1842.8 ±7.4	1864.6 ±0.9
2	Тёмно-желтый, крупный, мутный	6795	2481	6218	0.11420	8.3982	5.2264	0.33193	0.99	23.2	1847.7 ±16.6	1856.9 ±16.7	1867.3 ±0.6
3	Бледно-желтый, мелкий, округлый, прозрачный	9258	2552	1050	0.11405	11.4783	5.2006	0.33072	0.86	31.7	1841.9 ±3.7	1852.7 ±4.5	1864.9 ±2.3
Пегматит, образец Б-22-526-1													
1	Желтый, мутный	7893	2347	7798	0.11401	10.518	5.2399	0.33333			1854.5±7	1859.1±7	1864.3±0.9
2	Розовый, мутный	6053	1667	4671	0.11409	11.404	5.2587	0.33431			1859.2±4	1862.2±4	1865.5±0.6
3	Розовый, мутный	3978	1168	2046	0.11411	10.535	5.2946	0.33652			1869.9 ±4.8	1868±4.9	1865.8±0.8

Примечания: ^a - изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; ^b - изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb.

Таблица 2.2. Sm-Nd анализ изотопного валового состава породы и состава минералов из образца Б-20-450.

Проба Б-20-450	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	± 2s
WR – вал	4.251	9.659	0.2660	0.513370	5
Bt – биотит*	0.748	1.764	0.2562	0.511592	25
Pl – плагиоклаз	0.444	3.885	0.0691	0.511031	13
Grt – гранат	7.082	3.669	1.1667	0.524438	16

Примечания: * – при определении изохронного возраста данный состав биотита исключен ввиду большой аналитической погрешности определения.

Приложение 3. Метаморфические минеральные реакции и парагенезисы в породах Мейерской тектонической зоны

Таблица 3.1. Примеры минеральных превращений на основе реального химического состава минералов.

№	Реакции
3.3	$(\text{Fe}_{1.85}\text{Ca}_{0.53}\text{Mg}_{0.48}\text{Mn}_{0.16})_{3.02}\text{Al}_{2.04}\text{Si}_{2.96}\text{O}_{12} + \text{SiO}_2 \rightarrow (\text{Ca}_{0.95}\text{Na}_{0.10})\text{Al}_{1.89}\text{Si}_{2.08}\text{O}_8 +$ $+ (\text{Fe}_{1.05}\text{Mg}_{0.85}\text{Al}_{0.03}\text{Mn}_{0.02}\text{Ca}_{0.02})_{1.97}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$
4.1	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Mg}_{0.90}\text{Al}_{0.04}\text{Ca}_{0.03}\text{Mn}_{0.02})_{1.98}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\rightarrow (\text{Fe}_{1.76}\text{Ca}_{0.09}\text{Mn}_{0.07})_{1.92}(\text{Mg}_{3.42}\text{Fe}_{1.49}\text{Al}_{0.09})_{5.00}\text{Si}_{8.02}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
5.1	$\text{Na}_{0.02}(\text{Fe}_{1.77}\text{Ca}_{0.14}\text{Mn}_{0.07}\text{Na}_{0.02})_{2.00}(\text{Mg}_{3.60}\text{Fe}_{1.32}\text{Fe}^{3+}_{0.09})_{5.01}(\text{Si}_{7.91}\text{Al}_{0.07}\text{Fe}_{0.02})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $+ \text{Ca}_{0.80}\text{Na}_{0.21}\text{Al}_{1.84}\text{Si}_{2.16}\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\rightarrow (\text{Na}_{0.15}\text{K}_{0.12})_{0.27}(\text{Ca}_{1.88}\text{Na}_{0.07}\text{Fe}_{0.04}\text{Mn}_{0.01})_{2.00}(\text{Mg}_{2.36}\text{Fe}_{1.37}\text{Fe}^{3+}_{0.69}\text{Al}_{0.36}\text{Ti}_{0.22})_{5.00}(\text{Si}_{6.75}\text{Al}_{1.25})_{8.00}\text{O}_{22}((\text{OH})_{1.56}\text{O}_{0.44})_2 + \text{SiO}_2$
7.1	$(\text{Fe}_{1.85}\text{Ca}_{0.57}\text{Mg}_{0.44}\text{Mn}_{0.13})_{2.99}(\text{Al}_{1.95}\text{Fe}^{3+}_{0.07})_{2.02}\text{Si}_{2.99}\text{O}_{12} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\rightarrow (\text{Fe}_{1.74}\text{Mn}_{0.14}\text{Ca}_{0.13})_{2.01}(\text{Mg}_{2.92}\text{Fe}_{1.97}\text{Fe}^{3+}_{0.11})_{5.00}(\text{Si}_{7.89}\text{Al}_{0.11})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2 +$ $(\text{Na}_{0.17}\text{K}_{0.08})_{0.25}(\text{Ca}_{1.82}\text{Na}_{0.10}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}_{0.03})_{2.00}(\text{Fe}_{2.16}\text{Mg}_{1.47}\text{Al}_{1.05}\text{Fe}^{3+}_{0.29}\text{Ti}_{0.04})_{5.01}(\text{Si}_{6.44}\text{Al}_{1.56})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
8.1	$(\text{Fe}_{2.46}\text{Mg}_{0.37}\text{Ca}_{0.11}\text{Mn}_{0.09})_{3.03}\text{Al}_{1.95}\text{Si}_{3.02}\text{O}_{12} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{SiO}_2 \rightarrow$ $\rightarrow \text{Na}_{0.05}(\text{Mg}_{1.31}\text{Fe}_{0.66}\text{Mn}_{0.01})_{1.98}\text{Al}_{4.00}\text{Si}_{5.00}\text{O}_{18}$
9.1	$(\text{Fe}_{2.30}\text{Mg}_{0.49}\text{Ca}_{0.11}\text{Mn}_{0.10})_{3.00}(\text{Al}_{1.99}\text{Fe}^{3+}_{0.03})_{2.02}\text{Si}_{2.99}\text{O}_{12} + (\text{K}_{0.91}\text{Na}_{0.11}\text{Ba}_{0.02})_{1.04}\text{Al}_{1.03}\text{Si}_{2.96}\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\text{K}_{1.02}(\text{Mg}_{1.25}\text{Fe}_{1.07}\text{Al}_{0.62}\text{Mn}_{0.01})_{2.95}\text{Al}_{1.00}(\text{Si}_{2.78}\text{Ti}_{0.17})_{2.95}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + (\text{Na}_{0.66}\text{Ca}_{0.31}\text{K}_{0.02})_{0.99}\text{Al}_{1.28}\text{Si}_{2.71}\text{O}_8 +$ SiO_2
11.1	$\text{K}_{0.96}(\text{Fe}_{1.29}\text{Mg}_{1.09}\text{Al}_{0.40}\text{Ti}_{0.13})_{2.91}(\text{Si}_{2.80}\text{Al}_{1.20})_{4.00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + (\text{K}_{0.98}\text{Na}_{0.03})_{1.01}\text{Al}_{0.99}\text{Si}_{3.00}\text{O}_8 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\text{K}_{1.00}(\text{Fe}_{1.47}\text{Mg}_{1.01}\text{Al}_{0.32}\text{Ti}_{0.14})_{2.94}(\text{Si}_{2.76}\text{Al}_{1.24})_{4.00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 +$ $(\text{K}_{0.93}\text{Na}_{0.08})_{1.01}(\text{Al}_{1.85}\text{Fe}_{0.08}\text{Ti}_{0.02})_{1.95}(\text{Si}_{3.09}\text{Al}_{0.91})_{4.00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Таблица 3.2. Минеральные реакции прогрессивной, пиковой и регрессивной стадий метаморфизма пород МТЗ.

Прогрессивная стадия	$3St + 11Qz = 4Alm + 23Als + 3H_2O^{**}$ $6St + 45Qz + 23Bt = 31Alm + 23Ms + 6H_2O^{**}$
Пиковая и регрессивная стадии	$Grs + 2Alm (Prp) + 3Qz = 3An + 6Fs (En)^*$ $Alm + 3Rt = 3Ilm + 2Qz + Als^{**}$ $Grs + 2Alm + 6Rt = 6Ilm + 3Qz + 3An^{**}$
	$7En (Fs) + 2Qz + 2H_2O = 2Cum (Gru)$ $3Cum (+ 14Ann (Phl)) + 14An + 4H_2O = 7Ts (fTs) (+ 14Eas (Sdp)) + 10Qz$ $14Grs + 28Alm (Prp) + 24Qz + 24H_2O = 3Gru (Cum) + 21fTs (Ts)$ $2Prp (Alm) + 4Sil + 5Qz = 3fCrd (Crd)^*$ $Grs + 2Prp (Alm) + 2Kfs + 2H_2O = 2Phl (Ann) + 3An + 3Qz$ $Kfs + Als + H_2O = Ms + Qz$ $3Eas (Sdp) + 2Kfs + 3Qz + 2H_2O = 2Phl (Ann) + 3Ms$ $Prp (Alm) + H_2O \rightarrow Chl + Qz$ $Ann (Phl) + H_2O \rightarrow Chl + K^+ + Qz$

Примечания: * – реакционные взаимодействия наблюдаются в образцах пород из аллохтона; ** – реакционные взаимодействия наблюдаются в образцах пород из автохтона.

Приложение 4. Результаты минеральной геотермобарометрии

Таблица 4.1. Расшифровка полей устойчивости минералов и список использованных минеральных реакций.

Номер рисунка	Поля / реакции
Рис. V-1-1а	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Pl + Grt + Crd + St + Bt + Qz + Ilm$ 2. $Pl + Chl + Grt + Crd + St + Bt + Qz + Ilm$ 3. $Pl + Grt + Crd + Bt + Qz + Ilm$ 4. $Pl + Chl + Grt + Bt + And + Qz + Ilm$ 5. $Pl + Chl + St + Bt + Qz + Ilm$ 6. $Pl + Chl + Ms + St + Bt + Qz + Ilm$ 7. $Pl + Chl + Ms + Bt + Qz + Ilm$ 8. $Pl + Chl + Grt + Ms + St + Bt + Qz + Ilm$ 9. $Pl + Grt + Ms + St + Bt + Qz + Ilm$ 10. $Pl + Grt + Ms + St + Bt + Qz + Rt$ 11. $Pl + Grt + Ms + Pg + Bt + Qz + Rt$ 12. $Pl + Grt + Ms + Bt + Ky + Qz + Rt$ 13. $Pl + Grt + St + Bt + Ky + Qz + Rt$ 14. $Pl + Grt + St + Bt + Qz + Rt + Ilm$ 15. $Pl + Grt + Bt + Ky + Qz + Rt + Ilm$ 16. $Pl + Grt + St + Bt + Ky + Qz + Ilm$ 17. $Pl + Grt + Bt + Ky + Qz + Ilm$ 18. $Pl + Grt + Ms + Bt + Qz + Rt$ 19. $Pl + Grt + Ms + Bt + Qz + Rt + Ilm$ 20. $Pl + Grt + Ms + Bt + Ab + Qz + Rt$ 21. $Grt + Ms + Bt + Ab + Qz + Rt + Ilm$ 22. $Pl + Grt + Ms + Bt + Ab + Qz + Ilm$ 23. $Grt + Ms + Bt + Ab + Qz + Ilm$ 24. $Chl + Grt + Ms + Bt + Ab + Qz + Ilm$ 25. $Pl + Chl + Grt + Ms + Bt + Ab + Qz + Ilm$ 26. $Chl + Grt + Ms + Bt + Ttn + Ab + Qz + Ilm$ 27. $Pl + Grt + Ms + Pg + Bt + Ky + Qz + Rt$
Рис. V-1-1г	<ol style="list-style-type: none"> 1. $3Eas + 6Qz = 2Ms + Prp + Phl$ 2. $Ms + 2Ann + 6Qz = 3fCel + Alm$ 3. $Prp + Ann = Alm + Phl$ 4. $3fCel + Prp + 3Eas = 3Ms + Alm + 3Phl$ 5. $Ms + Alm + 2Phl + 6Qz = 3fCel + 2Prp$ 6. $3fCel + 2Alm + 3Eas = 3Ms + 2Prp + 3Ann$ 7. $Alm + 6Eas + 18Qz = 3Ms + 3fCel + 4Prp$ 8. $3fCel + 3Eas = 3Ms + 2Phl + Ann$ 9. $Ms + Phl + Ann + 6Qz = 3fCel + Prp$ 10. $Ann + 3Eas + 12Qz = Ms + 3fCel + 2Prp$ 11. $3fCel + 6Eas + 6Qz = 5Ms + Alm + 4Phl$ 12. $Alm + 3Eas + 6Qz = 2Ms + 2Prp + Ann$ 13. $Ann + 3Eas + 6Qz = 2Ms + Alm + 2Phl$
Рис. V-2-1а	<ol style="list-style-type: none"> 1. $3Qz + Grs + 2Alm = 3An + 6Fs$ 2. $3En + Ann = 3Fs + Phl$ 3. $3En + Alm = 3Fs + Prp$ 4. $2Alm + Grs + 2Phl + 3Qz = 6En + 3An + 2Ann$ 5. $Grs + 2Prp + 3Qz = 6En + 3An$ 6. $Alm + Phl = Prp + Ann$ 7. $Prp = aOpx + 3En$
Рис. V-2-1б	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Alm = aOpx + 3Fs$ 2. $3Qz + Grs + 2Alm = 3An + 6Fs$ 3. $Prp = aOpx + 3En$

Продолжение таблицы 4.1.

Номер рисунка	Поля / реакции
Рис. V-2-1в	<ol style="list-style-type: none"> 1. $4Grs + 2Prp + 12Qz + 3Ts = 3Tr + 12An$ 2. $Phl + Alm = Ann + Prp$ 3. $3fTs + 12Qz + 5Prp + 4Grs = 3Alm + 12An + 3Tr$
Рис. V-2-2а, б	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Phl + Alm = Ann + Prp$ 2. $2Alm + 4Grs + 5Phl + 12Qz + 3fTs = 3Tr + 12An + 5Ann$ 3. $Alm + 2Grs + Phl + 18Qz + 3Prg = 3Tr + 6An + Ann + 3Ab$ 4. $3fTs + 4Phl + 2Grs + Alm + 3Ab = 4Ann + 6An + 6Qz + 3Prg$ 5. $2Prg + 8Qz + Ann = 2Ab + Phl + Tr + fTs$ 6. $4Grs + 5Prp + 12Qz + 3fTs = 3Tr + 12An + 3Alm$ 7. $4Grs + 3Phl + 2Prp + 12Qz + 3fTs = 3Tr + 12An + 3Ann$ 8. $2Grs + Prp + 18Qz + 3Prg = 3Tr + 6An + 3Ab$ 9. $3fTs + 4Prp + 2Grs + 3Ab = 3Alm + 6An + 6Qz + 3Prg$ 10. $3fTs + Prp + 3Phl + 2Grs + 3Ab = 3Ann + 6An + 6Qz + 3Prg$ 11. $9fTs + 13Phl + 8Grs + 4Alm + 6Ab = 13Ann + 24An + 3Tr + 6Prg$ 12. $Alm + 2Grs + 26Qz + 5Prg = fTs + 4Tr + 6An + 5Ab$ 13. $Alm + 8Qz + 2Prg = fTs + Tr + Prp + 2Ab$ 14. $9fTs + 13Prp + 8Grs + 6Ab = 9Alm + 24An + 3Tr + 6Prg$ 15. $9fTs + 4Prp + 9Phl + 8Grs + 6Ab = 9Ann + 24An + 3Tr + 6Prg$
Рис. V-2-3а	<ol style="list-style-type: none"> 1. $2Alm + Grs + 6Rt = 3Qz + 6Ilm + 3An$ 2. $6Qz + 2Grs + 3Eas + Alm = Ann + 6An + 2Phl$ 3. $6Qz + 2Grs + 3Eas + 3Alm = 3Ann + 6An + 2Prp$ 4. $Phl + Alm = Ann + Prp$ 5. $3Alm + Ann + 2Phl + 12Rt = 12Qz + 12Ilm + 3Eas$ 6. $Alm + 3Ann + 2Prp + 12Rt = 12Qz + 12Ilm + 3Eas$ 7. $6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas = 6An + 3Phl$ 8. $4Alm + 3Phl + 12Rt = 12Qz + Prp + 12Ilm + 3Eas$ 9. $5Alm + 3Eas + 4Grs + 12Rt = 2Phl + 12Ilm + 12An + Ann$ 10. $15Qz + 6Ilm + 3Grs + 6Eas = 2Ann + 9An + 4Phl + 6Rt$ 11. $7Alm + 3Eas + 4Grs + 12Rt = 2Prp + 12Ilm + 12An + 3Ann$ 12. $6Ann + 3An + 4Prp + 18Rt = 21Qz + 18Ilm + Grs + 6Eas$ 13. $4Ann + 3Prp + 12Rt = 12Qz + Phl + 12Ilm + 3Eas$ 14. $4Alm + 3Eas + 4Grs + Prp + 12Rt = 3Phl + 12Ilm + 12An$ 15. $4Ann + 3Eas + 4Grs + 5Prp + 12Rt = 7Phl + 12Ilm + 12An$ 16. $2Ann + Grs + 2Prp + 6Rt = 3Qz + 2Phl + 6Ilm + 3An$
Рис. V-2-3б	<ol style="list-style-type: none"> 1. $2Alm + Grs + 6Rt = 3Qz + 6Ilm + 3An$ 2. $6Qz + 2Grs + 3Eas + Alm = Ann + 6An + 2Phl$ 3. $6Qz + 2Grs + 3Eas + 3Alm = 3Ann + 6An + 2Prp$ 4. $Phl + Alm = Ann + Prp$ 5. $Alm + 3Ann + 2Prp + 12Rt = 12Qz + 12Ilm + 3Eas$ 6. $6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas = 6An + 3Phl$ 7. $5Alm + 3Eas + 4Grs + 12Rt = 2Phl + 12Ilm + 12An + Ann$ 8. $15Qz + 6Ilm + 3Grs + 6Eas = 2Ann + 9An + 4Phl + 6Rt$ 9. $7Alm + 3Eas + 4Grs + 12Rt = 2Prp + 12Ilm + 12An + 3Ann$ 10. $10.6Ann + 3An + 4Prp + 18Rt = 21Qz + 18Ilm + Grs + 6Eas$ 11. $4Ann + 3Prp + 12Rt = 12Qz + Phl + 12Ilm + 3Eas$ 12. $4Alm + 3Eas + 4Grs + Prp + 12Rt = 3Phl + 12Ilm + 12An$ 13. $4Ann + 3Eas + 4Grs + 5Prp + 12Rt = 7Phl + 12Ilm + 12An$ 14. $2Ann + Grs + 2Prp + 6Rt = 3Qz + 2Phl + 6Ilm + 3An$

Продолжение таблицы 4.1.

Номер рисунка	Поля / реакции
Рис. V-2-3в	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Eas + 2Alm = 2Prp + 3Sdp$ 2. $3Sdp + 6Qz + 2Grs + Alm = 3Ann + 6An$ 3. $12Qz + 4Grs + 9Eas + 2Alm = 12An + 6Phl + 3Sdp$ 4. $Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Phl + 6An + Ann$ 5. $3Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Prp + 6An + 3Ann$ 6. $4Grs + 2Prp + 12Qz + 9Sdp = 3Eas + 12An + 6Ann$ 7. $Alm + Phl = Prp + Ann$ 8. $3Sdp + 6Qz + 3Prp + 2Grs = 2Alm + 6An + 3Phl$ 9. $6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas = 6An + 3Phl$ 10. $3Sdp + 6Qz + Prp + 2Grs = 2Ann + 6An + Phl$
Рис. V-2-3г	<ol style="list-style-type: none"> 1. $6An + 2Prp + 3Qz = 2Grs + 3Crd$ 2. $3Qz + Eas + Alm = Ann + Crd$ 3. $3Qz + 6An + 2Alm = 3fCrd + 2Grs$ 4. $2Alm + 6An + 2Phl + 3Qz = 2Grs + 3Crd + 2Ann$ 5. $3Qz + 2Grs + 3fCrd + 2Eas = 2Ann + 6An + 2Crd$ 6. $3Qz + 2Grs + 2Eas + Crd = 6An + 2Phl$ 7. $2Grs + 3fCrd + Eas = Alm + Ann + 6An + Crd$ 8. $2Grs + Eas + 2Crd + Ann = Alm + 6An + 2Phl$ 9. $Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Phl + 6An + Ann$ 10. $2Grs + Eas + 2Crd + Alm = Ann + 6An + 2Prp$ 11. $3Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Prp + 6An + 3Ann$ 12. $3Crd + 2Alm = 3fCrd + 2Prp$ 13. $Alm + Phl = Prp + Ann$ 14. $9Qz + 6Grs + 3fCrd + 6Eas = 2Ann + 18An + 4Phl$ 15. $4Grs + 3fCrd + 2Eas + Crd = 2Ann + 12An + 2Prp$ 16. $6Qz + 2Prp + 3fCrd + 2Eas = 2Ann + 5Crd$ 17. $3Qz + 10Grs + 9fCrd + 6Eas = 6Ann + 30An + 4Prp$ 18. $2Crd + Eas + 2Grs = Prp + Phl + 6An$ 19. $3Qz + Prp + Eas = Crd + Phl$ 20. $6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas = 6An + 3Phl$ 21. $3Qz + 2Prp + 6An + 2Ann = 3fCrd + 2Grs + 2Phl$ 22. $4Grs + 3fCrd + 2Eas + Crd = 2Alm + 12An + 2Phl$ 23. $3Eas + 6fCrd + 6Grs = 2Phl + 18An + Ann + 3Alm$ 24. $6Qz + 2Eas + Crd + 2Alm = 3fCrd + 2Phl$ 25. $3Alm + 3Eas + 9Qz = 2Phl + 3fCrd + Ann$ 26. $3Eas + 6fCrd + 6Grs = 2Prp + 18An + 3Ann + Alm$ 27. $5Alm + 3Eas + 9Qz = 2Prp + 3fCrd + 3Ann$ 28. $Phl + 6Grs + 6fCrd + 3Eas = 4Ann + 18An + 3Prp$ 29. $9Qz + 3Prp + 3Eas + 2Ann = 3fCrd + 5Phl$ 30. $Prp + 6Grs + 6fCrd + 3Eas = 4Alm + 18An + 3Phl$ 31. $9Qz + Prp + 3Eas + 2Alm = 3fCrd + 3Phl$

Продолжение таблицы 4.1.

Номер рисунка	Поля / реакции
Рис. V-2-3д	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Qz + Grs + 2And = 3An$ 2. $Ms + Alm = 2And + Ann + Qz$ 3. $4Qz + 3Eas + Alm = 4And + Ann + 2Phl$ 4. $4Qz + 3Eas + 3Alm = 4And + 3Ann + 2Prp$ 5. $2And + Ms + 2Phl = 5Qz + 3Eas$ 6. $3Ms + 2Prp = 7Qz + 3Eas + 2And$ 7. $3Eas + Prp + 4Qz = 3Phl + 4And$ 8. $Ms + Grs + Alm = Ann + 3An$ 9. $Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Phl + 6An + Ann$ 10. $3Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Prp + 6An + 3Ann$ 11. $Alm + 2Ms + 2Phl = 6Qz + 3Eas + Ann$ 12. $Ann + 2Ms + 2Prp = 6Qz + 3Eas + Alm$ 13. $Alm + Phl = Prp + Ann$ 14. $Grs + 3Ms + 2Prp = 6Qz + 3Eas + 3An$ 15. $6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas = 6An + 3Phl$ 16. $Prp + Phl + 2Ms = 3Eas + 6Qz$ 17. $2Prp + 4Grs + 3Ann + 12And = 3Alm + 12An + 3Eas$ 18. $4Ms + 3Eas + 5Alm = 12And + 5Ann + 2Phl$ 19. $4Ms + 3Eas + 7Alm = 12And + 7Ann + 2Prp$ 20. $2Phl + Ms + 5Grs + 12And = 15An + 3Eas$ 21. $2Prp + 3Ms + 7Grs + 12And = 21An + 3Eas$ 22. $3Phl + 4Grs + 12And = 12An + 3Eas + Prp$ 23. $5Prp + 4Ms + 3Eas = 12And + 7Phl$ 24. $Prp + Ms = 2And + Phl + Qz$ 25. $Prp + Ms + Grs = 3An + Phl$
Рис. V-2-3е	<ol style="list-style-type: none"> 1. $6Qz + 2Grs + 3Eas + 3Alm = 3Ann + 6An + 2Prp$ 2. $Ann + 2Ms + 2Prp = 6Qz + 3Eas + Alm$ 3. $Phl + Alm = Ann + Prp$ 4. $2Prp + 3Ms + Grs = 3An + 3Eas + 6Qz$ 5. $6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas = 6An + 3Phl$ 6. $Prp + Phl + 2Ms = 3Eas + 6Qz$ 7. $Ms + Grs + Alm = Ann + 3An$ 8. $6Qz + 2Grs + 3Eas + Alm = Ann + 6An + 2Phl$ 9. $Alm + 2Ms + 2Phl = 6Qz + 3Eas + Ann$ 10. $Prp + Ms + Grs = 3An + Phl$ 11. $6Qz + Grs + 3Eas = 3An + Ms + 2Phl$
Рис. V-3-2а-г	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Phl + 6An + Ann$ 2. $3Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Prp + 6An + 3Ann$ 3. $Alm + Phl = Prp + Ann$ 4. $6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas = 6An + 3Phl$

Продолжение таблицы 4.1.

Номер рисунка	Поля / реакции
Рис. V-3-3а, б	<ol style="list-style-type: none"> 1. $3Prg + 18Qz + Phl + 2Grs + Alm = 3Ab + Ann + 6An + 3Tr$ 2. $3Prg + 18Qz + Prp + 2Grs = 3Ab + 6An + 3Tr$ 3. $2Prg + 8Qz + Ann = 2Ab + Phl + Tr + fTs$ 4. $Alm + Phl = Prp + Ann$ 5. $9fTs + 13Phl + 8Grs + 4Alm + 6Ab = 13Ann + 24An + 3Tr + 6Prg$ 6. $Alm + 2Grs + 26Qz + 5Prg = fTs + 4Tr + 6An + 5Ab$ 7. $3fTs + 12Qz + 5Phl + 4Grs + 2Alm = 5Ann + 12An + 3Tr$ 8. $3fTs + 4Phl + 2Grs + Alm + 3Ab = 4Ann + 6An + 6Qz + 3Prg$ 9. $9fTs + 4Prp + 9Phl + 8Grs + 6Ab = 9Ann + 24An + 3Tr + 6Prg$ 10. $3fTs + 12Qz + 2Prp + 3Phl + 4Grs = 3Ann + 12An + 3Tr$ 11. $3fTs + Prp + 3Phl + 2Grs + 3Ab = 3Ann + 6An + 6Qz + 3Prg$ 12. $9fTs + 13Prp + 8Grs + 6Ab = 9Alm + 24An + 3Tr + 6Prg$ 13. $3fTs + 12Qz + 5Prp + 4Grs = 3Alm + 12An + 3Tr$ 14. $Alm + 8Qz + 2Prg = fTs + Tr + Prp + 2Ab$ 15. $3fTs + 4Prp + 2Grs + 3Ab = 3Alm + 6An + 6Qz + 3Prg$
Рис. V-3-3в	<ol style="list-style-type: none"> 1. $5Prp + 3fAct = 5Alm + 3Tr$ 2. $Prp + 2Grs + 3Eas + 6Qz = 3Phl + 6An$ 3. $Prp + Ann = Alm + Phl$ 4. $2Grs + 3Alm + 3Eas + 6Qz = 2Prp + 3Ann + 6An$ 5. $5Phl + 3fAct = 5Ann + 3Tr$ 6. $5Prp + 10Grs + 15Eas + 9fAct + 30Qz = 15Ann + 30An + 9Tr$ 7. $2Grs + Alm + 3Eas + 6Qz = 2Phl + Ann + 6An$ 8. $10Grs + 5Alm + 15Eas + 3Tr + 30Qz = 15Phl + 30An + 3fAct$ 9. $10Grs + 5Alm + 15Eas + 6fAct + 30Qz = 15Ann + 30An + 6Tr$
Рис. V-3-3г	<ol style="list-style-type: none"> 1. $2Prp + 4Grs + 3Ts + 12Qz = 3Tr + 12An$ 2. $Tr + 2Eas = Ts + 2Phl$ 3. $Prp + 2Grs + 3Eas + 6Qz = 6An + 3Phl$ 4. $Prp + Ann = Alm + Phl$ 5. $2Alm + Tr + 2Eas = 2Prp + Ts + 2Ann$ 6. $2Grs + 3Alm + 3Eas + 6Qz = 2Prp + 6An + 3Ann$ 7. $4Grs + 2Alm + 3Ts + 2Phl + 12Qz = 3Tr + 12An + 2Ann$ 8. $2Grs + Alm + Ts + Eas + 6Qz = Tr + 6An + Ann$ 9. $2Grs + Alm + 3Eas + 6Qz = 6An + 2Phl + Ann$
Рис. V-3-5а	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Rt + Dol + Ank$ 2. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Cal + Dol + Ank$ 3. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Rt + Cal + Dol + Ank$ 4. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Rt + Ilm + Dol + Ank$ 5. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Cal + Dol$ 6. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Ilm + Dol + Ank$ 7. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Ilm + Cal + Dol \pm Ank$ 8. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Rt + Cal + Dol$
Рис. V-3-5г	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Grt + Bt + Pl + Ms + Qz + Dol + Ank$ 2. $Grt + Bt + Pl + Ms + Amp + Qz + Sd + Ank$ 3. $Grt + Bt + Pl + Ms + Chl + Qz + Sd + Ank$ 4. $Grt + Bt + Pl + Amp + Qz + Sd + Ank$ 5. $Grt + Bt + Pl + Amp + Chl + Qz + Sd + Ank$

Продолжение таблицы 4.1.

Номер рисунка	Поля / реакции
Рис. VI-2-1а	<ol style="list-style-type: none"> 1. $3Qz + 3An + 2Ann = 2Alm + Grs + 2Kfs + 2H_2O$ 2. $4Kfs + 2Phl + 3Alm + 4H_2O = 3Ann + 3Eas + 12Qz$ 3. $2Prp + 4Kfs + Alm + 4H_2O = Ann + 3Eas + 12Qz$ 4. $2Kfs + 4Phl + 9An + 2H_2O = 6Eas + 3Grs + 15Qz$ 5. $4Prp + 6Kfs + 3An + 6H_2O = 6Eas + Grs + 21Qz$ 6. $3Prp + 4Kfs + 4H_2O = 3Eas + Phl + 12Qz$ 7. $2Phl + 12An + 5Ann = 5Alm + 3Eas + 4Grs + 4Kfs + 4H_2O$ 8. $7Ann + 12An + 2Prp = 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 7Alm + 4H_2O$ 9. $Prp + Ann = Alm + Phl$ 10. $2Prp + 2Kfs + Grs + 2H_2O = 3An + 2Phl + 3Qz$
Рис. VI-2-1б	<ol style="list-style-type: none"> 1. $3Qz + 3An + 2Ann = 2Alm + Grs + 2Kfs + 2H_2O$ 2. $3Ann + 3Eas + 12Qz = 4Kfs + 2Phl + 3Alm + 4H_2O$ 3. $2Prp + 4Kfs + Alm + 4H_2O = Ann + 3Eas + 12Qz$ 4. $2Kfs + 4Phl + 9An + 2H_2O = 6Eas + 3Grs + 15Qz$ 5. $4Prp + 6Kfs + 3An + 6H_2O = 6Eas + Grs + 21Qz$ 6. $3Prp + 4Kfs + 4H_2O = 3Eas + Phl + 12Qz$ 7. $Ann + 6An + 2Phl = 6Qz + 2Grs + 3Eas + Alm$ 8. $2Phl + 12An + 5Ann = 5Alm + 3Eas + 4Grs + 4Kfs + 4H_2O$ 9. $3Ann + 6An + 2Prp = 6Qz + 2Grs + 3Eas + 3Alm$ 10. $7Ann + 12An + 2Prp = 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 7Alm + 4H_2O$ 11. $Prp + Ann = Alm + Phl$ 12. $6An + 3Phl = 6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas$ 13. $2Prp + 2Kfs + Grs + 2H_2O = 3An + 2Phl + 3Qz$ 14. $5Prp + 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 4H_2O = 12An + 7Phl$
Рис. VI-2-1в	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Kfs + 3Ilm + H_2O = Ann + 3Rt$ 2. $3Rt + 2Prp + 3Kfs + Alm + 3H_2O = 3Eas + 3Ilm + 12Qz$ 3. $2Kfs + 4Phl + 9An + 2H_2O = 6Eas + 3Grs + 15Qz$ 4. $4Prp + 6Kfs + 3An + 6H_2O = 6Eas + Grs + 21Qz$ 5. $3Prp + 4Kfs + 4H_2O = 3Eas + Phl + 12Qz$ 6. $2Ann + 3An + 3Qz = 2Kfs + Grs + 2Alm + 2H_2O$ 7. $4Kfs + 2Phl + 3Alm + 4H_2O = 3Ann + 3Eas + 12Qz$ 8. $2Prp + 4Kfs + Alm + 4H_2O = Ann + 3Eas + 12Qz$ 9. $Kfs + 2Phl + 15Ilm + 12An + H_2O = 5Alm + 3Eas + 4Grs + 15Rt$ 10. $2Prp + 3Kfs + 21Ilm + 12An + 3H_2O = 7Alm + 3Eas + 4Grs + 21Rt$ 11. $Prp + Kfs + 3Ilm + H_2O = Alm + Phl + 3Rt$ 12. $5Ann + 12An + 2Phl = 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 5Alm + 4H_2O$ 13. $7Ann + 12An + 2Prp = 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 7Alm + 4H_2O$ 14. $Prp + Ann = Alm + Phl$
Рис. VI-2-1г	<ol style="list-style-type: none"> 1. $3Qz + 3An + 2Ann = 2Alm + Grs + 2Kfs + 2H_2O$ 2. $4Kfs + 2Phl + 3Alm + 4H_2O = 3Ann + 3Eas + 12Qz$ 3. $2Prp + 4Kfs + Alm + 4H_2O = Ann + 3Eas + 12Qz$ 4. $2Kfs + 4Phl + 9An + 2H_2O = 6Eas + 3Grs + 15Qz$ 5. $4Prp + 6Kfs + 3An + 6H_2O = 6Eas + Grs + 21Qz$ 6. $3Prp + 4Kfs + 4H_2O = 3Eas + Phl + 12Qz$ 7. $Ann + 6An + 2Phl = 6Qz + 2Grs + 3Eas + Alm$ 8. $2Phl + 12An + 5Ann = 5Alm + 3Eas + 4Grs + 4Kfs + 4H_2O$ 9. $3Ann + 6An + 2Prp = 6Qz + 2Grs + 3Eas + 3Alm$ 10. $7Ann + 12An + 2Prp = 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 7Alm + 4H_2O$ 11. $Prp + Ann = Alm + Phl$ 12. $6An + 3Phl = 6Qz + Prp + 2Grs + 3Eas$ 13. $2Prp + 2Kfs + Grs + 2H_2O = 3An + 2Phl + 3Qz$ 14. $12An + 7Phl = 5Prp + 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 4H_2O$

Продолжение таблицы 4.1.

Номер рисунка	Поля / реакции
Рис. VI-2-1д	<ol style="list-style-type: none"> 1. $3Qz + 3An + 2Ann = 2Alm + Grs + 2Kfs + 2H_2O$ 2. $4Kfs + 2Phl + 3Alm + 4H_2O = 3Ann + 3Eas + 12Qz$ 3. $2Prp + 4Kfs + Alm + 4H_2O = Ann + 3Eas + 12Qz$ 4. $2Kfs + 4Phl + 9An + 2H_2O = 6Eas + 3Grs + 15Qz$ 5. $4Prp + 6Kfs + 3An + 6H_2O = 6Eas + Grs + 21Qz$ 6. $3Prp + 4Kfs + 4H_2O = 3Eas + Phl + 12Qz$ 7. $2Phl + 12An + 5Ann = 5Alm + 3Eas + 4Grs + 4Kfs + 4H_2O$ 8. $3Ann + 6An + 2Prp = 6Qz + 2Grs + 3Eas + 3Alm$ 9. $7Ann + 12An + 2Prp = 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 7Alm + 4H_2O$ 10. $Prp + Ann = Alm + Phl$ 11. $2Prp + 2Kfs + Grs + 2H_2O = 3An + 2Phl + 3Qz$ 12. $5Prp + 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 4H_2O = 12An + 7Phl$
Рис. VI-2-1е	<ol style="list-style-type: none"> 1. $3Qz + 3An + 2Ann = 2Alm + Grs + 2Kfs + 2H_2O$ 2. $2Kfs + Alm + 2H_2O = Ann + Ms + 3Qz$ 3. $4Kfs + 2Phl + 3Alm + 4H_2O = 3Ann + 3Eas + 12Qz$ 4. $2Prp + 4Kfs + Alm + 4H_2O = Ann + 3Eas + 12Qz$ 5. $2Kfs + 3An + 2H_2O = Grs + 2Ms + 3Qz$ 6. $2Kfs + 4Phl + 9An + 2H_2O = 6Eas + 3Grs + 15Qz$ 7. $4Prp + 6Kfs + 3An + 6H_2O = 6Eas + Grs + 21Qz$ 8. $3Qz + 2Kfs + 3Eas + 2H_2O = 3Ms + 2Phl$ 9. $2Prp + 2Kfs + Ms + 2H_2O = 3Eas + 9Qz$ 10. $3Prp + 4Kfs + 4H_2O = 3Eas + Phl + 12Qz$ 11. $Ann + 3An = Ms + Grs + Alm$ 12. $2Phl + 12An + 5Ann = 5Alm + 3Eas + 4Grs + 4Kfs + 4H_2O$ 13. $3Ann + 6An + 2Prp = 6Qz + 2Grs + 3Eas + 3Alm$ 14. $7Ann + 12An + 2Prp = 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 7Alm + 4H_2O$ 15. $Alm + 3Eas + 4Kfs + 4H_2O = 2Phl + 4Ms + Ann$ 16. $Ann + 2Ms + 2Prp = 6Qz + 3Eas + Alm$ 17. $3Ann + 4Ms + 2Prp = 4Kfs + 3Eas + 3Alm + 4H_2O$ 18. $Prp + Ann = Alm + Phl$ 19. $3An + 3Eas + 4Kfs + 4H_2O = 2Phl + 5Ms + Grs$ 20. $4Kfs + 3Eas + 9An + 4H_2O = 3Grs + 7Ms + 2Prp$ 21. $2Prp + 2Kfs + Grs + 2H_2O = 3An + 2Phl + 3Qz$ 22. $5Prp + 4Kfs + 4Grs + 3Eas + 4H_2O = 12An + 7Phl$ 23. $Prp + 2Kfs + 2H_2O = Ms + Phl + 3Qz$ 24. $Prp + 4Kfs + 3Eas + 4H_2O = 4Ms + 3Phl$
Рис. VI-2-2а, г	<ol style="list-style-type: none"> 1. $11Grs + 10Prp + 27Qz + 6H_2O = 6Tr + 21An$ 2. $17Prp + 16Grs + 9Ab + 12H_2O = 24An + 3Tr + 9Prg$ 3. $fTs + Tr + Prp + 2Ab = Alm + 8Qz + 2Prg$
Рис. VI-2-2б, в	<ol style="list-style-type: none"> 1. $Ann + Prp = Phl + Alm$ 2. $27Qz + 10Prp + 11Grs + 6H_2O = 21An + 6Tr$ 3. $3Alm + 12An + 3Tr = 3fTs + 12Qz + 5Prp + 4Grs$

Таблица 4.2. Результаты геотермобарометрии гранат-биотитовых и гранат-мусковит-биотитовых гнейсов Мейерской тектонической зоны.

Образец	Блок	$T, ^\circ\text{C}$	Grt-Bt-Pl-Qz	Grt-Bt-Pl-Qz	Grt-Bt-Ms-Pl	Grt-Bt-Ms-Pl
			(а)	(б)	(в)	(г)
			$P, \text{кбар}$	$P, \text{кбар}$	$P, \text{кбар}$	$P, \text{кбар}$
5445	ал	620	4.8–5.3	4.8–5.5	–	–
994-1	авт	600	5.0–5.5	5.0–5.8	–	–
5785	ал	527	1.4–1.9	1.4–2.2	–	–
4098b	авт	520	2.2–2.7	2.0–3.0	–	–
5267a	авт	510	1.5–2.1	1.1–2.3	–	–
2465v	ал	545	2.0–2.3	2.0–2.7	1.9–2.1	1.8–2.9
996-1	авт	540	1.6–1.8	1.7–2.3	0.8–1.0	0.8–1.7
5442a	авт	505	1.1–1.6	1.0–1.9	1.1–1.3	1.3–2.3

Примечания: Использованный метод: а, б – по двум уравнениям Grt-Bt-Pl-Qz барометра из (Wu et al., 2006); в, г – по двум уравнениям Grt-Bt-Ms-Pl из (Wu, 2015).

Таблица 4.3. Результаты оценки *P-T* параметров, полученные с помощью гранат-роговообманково-плаггиоклазового термобарометра.

Б-22-526																	
	<i>Amp</i>											<i>Grt</i>			<i>Pl</i>	Пересечение	
Оксид	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	xMg	xCa	xFe	xAb	T, °C	P, кбар
вес., %	42.8	0.8	11.1	0.0	6.6	17.2	0.3	7.1	10.8	0.8	0.8	0.07	0.23	0.66	0.74	563	5
Б-22-613																	
	<i>Amp</i>											<i>Grt</i>			<i>Pl</i>	Пересечение	
Оксид	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	xMg	xCa	xFe	xAb	T, °C	P, кбар
вес., %	42.6	0.2	16.5	0.0	1.0	18.3	0.0	6.3	12.1	0.9	0.6	0.12	0.19	0.65	0.10	724	7.8
	41.7	0.2	16.7	0.0	5.1	15.5	0.3	6.5	11.5	1.0	0.4	0.12	0.19	0.64	0.10	707	9.7
Б-20-450																	
	<i>Amp</i>											<i>Grt</i>			<i>Pl</i>	Пересечение	
Оксид	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	xMg	xCa	xFe	xAb	T, °C	P, кбар
вес., %	41.3	1.1	12.7	0.0	5.4	18.8	0.1	6.4	10.5	1.7	0.6	0.11	0.17	0.67	0.53	748	8.6

Примечания: xMg, xCa, xFe – доля, соответственно, Mg²⁺, Ca²⁺, Fe²⁺ в гранате; xAb – доля альбитового компонента в плаггиоклазе.

Приложение 5. Реологические параметры и теплофизические свойства в численной модели «коллизии» вблизи Мейерского надвига

Таблица 5.1. Значения теплофизических параметров, используемых в референтной модели (Балтыбаев и др., 2025).

Блок	Плотность	Модуль Юнга	Коэф. Пуассона	Тепл. Расширение	Теплопроводность	Теплоёмкость	Параметры крипа		
							ρ , кг/м ³	Е, ГПа	ν
1	2800	50	0.25	3	2.5	742	4.0e-21	134	2.6
2	2800	–//–	–//–	3	2.5	807	2.0e-14	644	4.0
3	2800	–//–	–//–	3	2.5	1250	6.8e-24	156	2.4
4	2800	–//–	–//–	3	2.5	1000	1.26e-15	293	2.4
5	2800	–//–	–//–	3	2.5	819	4.0e-23	238	3.2

Примечания: A – масштабный коэффициент, n – показатель нелинейности ($n = 1$ для ньютоновой вязкости), H – энергия активации деформации. Номера блоков и пород 1–5 аналогичные, указанным в подписи к рис. V-4-1. Приняты экспериментальные данные параметров крипа для блоков по: 1 – (Kronenberg, Tullis, 1984), 2 – (Zhou et al., 2012), 3 – (Ranalli, 1995), 4 – (Leloup et al., 1999), 5 – (Perchuk et al., 2018), для параметров пластичности – по (Beaumont et al., 1996; Selzer et al., 2008).

Приложение 6. Характеристика флюидного режима формирования метаморфических пород Мейерской тектонической зоны

Таблица 6.1. Данные микротермометрического изучения флюидных включений в породах Северного Приладожья (Балтыбаев, 1998).

Типы включений	T_h (n)	T_{mi} (n)	T_e	вес. % в NaCl экв.	T_{mc}	T_{hom} (n)
H ₂ O (KCl, NaCl)	90–390 (521)	0 / -3.0 (618)	-21.0 -13.0	0–5		
H ₂ O-соль(NaCl)	240–480 (132)	-2.5 / -11.2 (138)	-22.0	4–15		
CO ₂					-55.6 / -58.8	-11 / 31 (848)
CH ₄ -N ₂ -CO ₂					-57.4 / -64.8	-144 / - 16 (84)
H ₂ O-CO ₂	250–300 (28)	0 / -1.6 (42)		0–2.5	-56.5 / -58.2	-2 / 28.4 (32)
CH ₄ -N ₂	-166 / -85 (58)					

Примечания: T_h – температура гомогенизации, T_{mi} – температура плавления льда, T_e – температура эвтектики, T_{mc} – температура плавления CO₂, T_{hom} – температура гомогенизации. (n) – количество наблюдений.

Таблица 6.2. Результаты геотермобарометрии и оценки активности воды в метаморфическом флюиде для пород МТЗ мультиравновесным подходом.

№ п.п	№ образца	Блок	Протоли т	Парагенезис	P_1	T_1	$a_1(\text{H}_2\text{O})$	P_2	T_2	$a_2(\text{H}_2\text{O})$	P_3	T_3	$a_3(\text{H}_2\text{O})$
1	Б-22-613	авт	мб	$Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$				4.6–6.2	560–640	0.19–0.53			
2	Б-22-526	авт	мб	$Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$	6.8	720	0.39	4.9	680	0.18			
3	5442a	авт	мп	$Grt + Bt + Ms + Pl$	6.9	650	0.33	4.4–4.9	560–590	0.2–0.24	2	494	0.16
4	Б-20-455-2	авт	мп	$Grt + Bt + Ms + Pl$				3.1–6.4	590–660	0.23–0.32			
5	Б-20-454	авт	мп	$Grt + Bt + Ms + Pl$				3.1–5.2	640–660	0.31–0.42			
6	4098b	авт	мп	$Grt + Bt + Ms + Pl$				4.0–5.1	570–600	0.20			
7	Б-20-458	авт	мп	$Grt + Bt + Ms + Pl$				3.6–4.5	570–590	0.23			
8	5267a	авт	мп	$Grt + Bt + Pl + Qz$	9.1	650	0.3	3.4	480	0.1	2.6	460	0.1
9	Б-20-464	авт	мп	$Grt + Bt + Pl + Qz$	6.6	700	0.43	3.0–3.4	560	0.24			
10	994-1	авт	мп	$Grt + Bt + Pl + Qz$				3.7–4.7	640	0.31–0.33			
11	Б-20-461	авт	мп	$Grt + Bt + Pl + Qz$				3.1–4.0	580–600	0.26–0.3			
12	Б-20-417	авт	мп	$Grt + Bt + Pl + Qz$				3.0–3.4	680	0.29			
13	Б-20-425	авт	мп	$Grt + Bt + Pl + Qz$				3.5	550	0.26	2.8	540	0.2
14	996-1	авт	мп	$Grt + Bt + Pl + Qz$							2.33	560	0.28
15	Б-20-450	ал	мб	$Grt + Amp + Pl + Qz$	7.5	780	0.46						
16	5444a	ал	мб	$Grt + Amp + Pl + Qz$	7.5	670	0.41						
17	Б-20-435	ал	мп	$Grt + Bt + Ms + Pl$				3.0–5.2	620–670	0.27–0.37			

Продолжение таблицы 6.2.

№ п.п	№ образца	Блок	Протоли т	Парагенезис	P ₁	T ₁	a ₁ (H ₂ O)	P ₂	T ₂	a ₂ (H ₂ O)	P ₃	T ₃	a ₃ (H ₂ O)
18	Б-20-439	ал	мп	<i>Grt + Bt + Ms + Pl</i>				3.5–4.5	580–670	0.26–0.28			
19	Б-20-450-1	ал	мп	<i>Grt + Bt + Ms + Pl</i>				3.2–3.6	680	0.27–0.28	1.6–1.8	580–630	0.21–0.24
20	2465v	ал	мп	<i>Grt + Bt + Ms + Pl</i>				3.9	610	0.28	2.8	580	0.25
21	Б-20-427-1	ал	мп	<i>Grt + Bt + Ms + Pl</i>							2.4–2.7	590–620	0.27–0.30
22	Б-20-448	ал	мп	<i>Grt + Bt + Ms + Pl</i>							2.5–2.6	550	0.4
23	Б-20-466	ал	мп	<i>Grt + Bt + Pl + Qz</i>	7.8–11	720–780	0.32–0.45	5.7–6.3	660–690	0.23–0.25			
24	5445	ал	мп	<i>Grt + Bt + Pl + Qz</i>	7.2–8.4	660–670	0.24–0.30	5.1	647	0.18			
25	Б-20-436	ал	мп	<i>Grt + Bt + Pl + Qz</i>	6.6	750	0.34	3.5–5.5	625–700	0.20–0.27	2.4	590	0.14
26	Б-20-427	ал	мп	<i>Grt + Bt + Pl + Qz</i>				3.4–5.9	660–670	0.22–0.25			
27	5785	ал	мп	<i>Grt + Bt + Pl + Qz</i>							1.7–2.3	480–490	0.1

Примечания: индексы 1, 2, 3 – P-T параметры и значения aH₂O, полученные по разным комбинациям состава сосуществующих минералов одного образца; не предполагают прямой корреляции между разными образцами.

Таблица 6.3. Возможный состав гомогенного флюида или двух сосуществующих флюидных фаз при заданном диапазоне изменения активности воды.

$$T = 700^{\circ}\text{C} \quad P = 7 \text{ kbar} \quad \alpha_{\text{NaCl}} = 0.953 \quad V_{\text{H}_2\text{O}} = 21.586 \quad V_{\text{CO}_2} = 40.445$$

$a_{\text{H}_2\text{O}}$	fluid ₁	fluid ₂	$x_1\text{H}_2\text{O}$	$x_1\text{CO}_2$	$x_1\text{NaCl}$	$x_2\text{H}_2\text{O}$	$x_2\text{CO}_2$	$x_2\text{NaCl}$
0.3	1	0	0.190	0.810	0			
0.4	1	0	0.258	0.742	0			
0.5	1	0	0.342	0.658	0			
0.3	1	0	0.494	0.006	0.500			
0.4	1	0	0.614	0.054	0.332			
0.5	1	0	0.691	0.091	0.218			
0.3	0.949	0.051	0.503	0.025	0.472	0.201	0.794	0.005
0.3	0.075	0.925	0.504	0.025	0.471	0.201	0.794	0.005
0.4	0.991	0.009	0.620	0.068	0.313	0.301	0.689	0.01
0.4	0.013	0.987	0.620	0.068	0.312	0.301	0.689	0.01
0.5	0.937	0.063	0.679	0.157	0.165	0.448	0.528	0.024
0.5	0.113	0.887	0.679	0.156	0.165	0.448	0.528	0.024

$$T = 650^{\circ}\text{C} \quad P = 5 \text{ kbar} \quad \alpha_{\text{NaCl}} = 0.943 \quad V_{\text{H}_2\text{O}} = 23.116 \quad V_{\text{CO}_2} = 44.729$$

0.4	1	0	0.268	0.732	0			
0.5	1	0	0.348	0.652	0			
0.4	1	0	0.580	0	0.42			
0.5	1	0	0.696	0.092	0.212			
0.4	0.99	0.010	0.602	0.036	0.362	0.279	0.715	0.005
0.4	0.007	0.993	0.611	0.039	0.350	0.288	0.707	0.006
0.5	0.924	0.076	0.697	0.095	0.209	0.412	0.576	0.013
0.5	0.047	0.953	0.697	0.095	0.209	0.412	0.576	0.013

$$T = 550^{\circ}\text{C} \quad P = 2.5 \text{ kbar} \quad \alpha_{\text{NaCl}} = 0.906 \quad V_{\text{H}_2\text{O}} = 26.064 \quad V_{\text{CO}_2} = 55.683$$

0.4	1	0	0.274	0.726	0			
0.5	1	0	0.358	0.642	0			
0.4	1	0	0.584	0	0.416			
0.5	1	0	0.684	0.02	0.296			
0.5	1	0	0.691	0.031	0.278			
0.4	0.995	0.005	0.593	0.013	0.394	0.282	0.716	0.002
0.4	0.006	0.994	0.594	0.013	0.394	0.282	0.716	0.002
0.5	0.957	0.043	0.693	0.035	0.272	0.381	0.615	0.004
0.5	0.172	0.828	0.693	0.035	0.272	0.381	0.615	0.004

Примечания: $V_{\text{H}_2\text{O}}$, V_{CO_2} – мольный объем воды и углекислоты [$\text{см}^3/\text{моль}$] при заданных давлении и температуре; α_{NaCl} – степень диссоциации NaCl; fluid₁, fluid₂ – доли флюидных фаз; $x_1\text{H}_2\text{O}$, $x_1\text{CO}_2$, $x_1\text{NaCl}$ и $x_2\text{H}_2\text{O}$, $x_2\text{CO}_2$, $x_2\text{NaCl}$ – мольные доли компонентов во флюидных фазах.