

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

На правах рукописи

Акбарпуран Хайяти Сима Абдолрахимовна



Р-Т ТРАЕКТОРИИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НЮ ФРИСЛАНДА,
АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН

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

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, доцент
Гульбин Ю.Л.

Санкт-Петербург – 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ГЕОЛОГИЯ ПОЛУОСТРОВА НЮ ФРИСЛАНД.....	10
1.1 Состояние проблемы реконструкции P-T траекторий метаморфизма.....	10
1.2 История геологического изучения Шпицбергена.....	15
1.3 Геологическое строение полуострова Нью Фрисланд.....	16
1.3.1 Стратиграфия.....	20
1.3.2 Магматизм.....	24
1.4 Условия и эволюция метаморфизма пород кристаллического фундамента Нью Фрисланда..	26
1.5 Возраст метаморфизма пород кристаллического фундамента Нью Фрисланда.....	29
1.6 Выводы по главе 1.....	34
ГЛАВА 2 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	36
2.1 Методы исследования состава пород и минералов.....	36
2.2 Методы изотопного датирования.....	37
2.3 Методы минеральной термобарометрии.....	38
2.4 Методы физико-химического моделирования процессов метаморфизма.....	40
2.5 Выводы по главе 2.....	40
ГЛАВА 3 ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ.....	41
3.1 Серия Атомфьелла.....	44
3.2 Серия Моссель.....	55
3.3 Выводы по главе 3.....	59
ГЛАВА 4 МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ И P-T ТРАЕКТОРИИ МЕТАМОРФИЗМА.....	60
4.1 Результаты минеральной термобарометрии.....	60
4.2 P-T траектории метаморфизма.....	65
4.3 Выводы по главе 4.....	75
ГЛАВА 5 ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ.....	76
5.1 Акцессорная минерализация.....	76

5.2 Условия минералообразования.....	85
5.3 Закономерности фазовых превращений.....	88
5.4 Выводы по главе 5.....	93
ГЛАВА 6 Оценка возраста метаморфизма.....	94
6.1 Rb-Sr и Sm-Nd методы.....	94
6.2 U-Th-Pb (SHIME) метод.....	98
6.3 Геодинамическая интерпретация.....	103
6.4 Выводы по главе 6.....	111
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	112
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	113
ПРИЛОЖЕНИЕ А Акт о внедрении результатов диссертации.....	133
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Свидетельства о государственной регистрации баз данных.....	134
ПРИЛОЖЕНИЕ В Характеристика каменного материала.....	135
ПРИЛОЖЕНИЕ Г Данные валового химического анализа изученных пород.....	144
ПРИЛОЖЕНИЕ Д Представительные составы минералов, использованные для термобарометрических расчетов.....	145
ПРИЛОЖЕНИЕ Е Состав монацита из метапелитовых сланцев серии Атомфьелла.....	149
ПРИЛОЖЕНИЕ Ж Состав минералов надгруппы эпидота из метапелитовых сланцев серии Атомфьелла.....	150
ПРИЛОЖЕНИЕ И Состав минералов надгруппы эпидота из матрикса известковых сланцев серии Атомфьелла.....	151
ПРИЛОЖЕНИЕ К Состав минералов надгруппы эпидота из включений в гранате известковых сланцев серии Атомфьелла.....	153
ПРИЛОЖЕНИЕ Л Состав титанита из известковых сланцев серии Атомфьелла.....	156
ПРИЛОЖЕНИЕ М Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав метапелитов.....	157
ПРИЛОЖЕНИЕ Н Состав и возраст монацита из метапелитового сланца серии Атомфьелла.....	158
ПРИЛОЖЕНИЕ П Состав и возраст монацита из метапелитового сланца серии Моссель.....	162

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Несмотря на большое число работ, посвященных древним метаморфическим комплексам Шпицбергена, они продолжают оставаться в центре внимания геологов. Во многом это связано с тектонической позицией архипелага, являющегося северо-западным окончанием Евразии и обладающего сложным геологическим строением, расшифровка которого имеет ключевое значение для понимания последовательности тектоно-термальных событий, определявших докембрийскую и фанерозойскую историю региона. К числу дискуссионных вопросов относится роль Шпицбергена в становлении и эволюции протерозойских и ранне-среднепалеозойских складчатых систем Северной Европы и Восточной Гренландии.

Полуостров Нью Фрисланд расположен на севере острова Западный Шпицберген. Эта область считается тектонотипом кристаллического фундамента архипелага (Красильщиков, 1970). В западной части полуострова находится протяженный антиклинорий, сложенный метаморфическими породами, многие вопросы генезиса которых остаются открытыми. Речь идет, в первую очередь, о термобарической эволюции и возрасте метаморфических комплексов (и, как следствие, геодинамических обстановках их формирования). Решению этих вопросов может помочь использование современных методов минералого-геохимических исследований (геохронологических, методов минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования минеральных парагенезисов).

Степень разработанности темы исследования

Проблемами геологии и геохронологии архипелага Шпицберген занимались многие отечественные (Раабен, Забродин, 1969; Красильщиков, 1973; Евдокимов, 2000; Тебенков и др., 2004, и др.) и зарубежные геологи (Harland, Wilson, 1956; Hjelle et al., 1986; Dallmann et al., 2002, 2020, и др.). Большое число публикаций посвящено в том числе и Нью Фрисланду (Bauly, 1957; Harland, 1959; Абакумов, 1965; Gayer et al., 1966; Manby, 1990; Harland et al., 1992; Gee et al., 1992; Larionov et al., 1993; Johansson et al., 1995; Tebenkov et al., 1996; Witt-Nilsson et al., 1998; Lyberis, Manby, 1999; Hellman et al., 2001; Гавриленко и др., 2004; Сироткин, Евдокимов, 2011, 2020, и др.). Тем не менее, этот регион по-прежнему остается малоизученной территорией. В частности, крайне неоднородны полученные за многие годы геохронологические данные. Остается открытым вопрос о возрасте метаморфизма пород кристаллического фундамента. Условия формирования метаморфических комплексов оценены приблизительно и требуют уточнения с использованием современных минеральных термобарометров. Недостаточно работ, посвященных P-T траекториям.

Объект исследования – породы и минералы метаморфических комплексов полуострова Нью Фрисланд, остров Западный Шпицберген. Каменный материал был предоставлен заведующим сектором Шпицбергена ВНИИОкеангеология д.г.-м.н. А.Н. Сироткиным. В рамках подготовки диссертации была изучена коллекция представительных образцов пород, слагающих серии Атомфьелла и Моссель в северной части Западного Нью Фрисланда.

Предмет исследования – минералого-геохимические особенности пород кристаллического фундамента Западного Нью Фрисланда упомянутых серий.

Целью работы определение условий минералообразования и оценка возраста минеральных парагенезисов метаморфических пород серий Атомфьелла и Моссель (на примере северной части Западного Нью Фрисланда).

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

- 1) изучение взаимоотношений, состава и зональности породообразующих и акцессорных минералов метаморфических пород;
- 2) оценка температур и давлений, при которых были уравновешены минералы в ходе метаморфизма;
- 3) анализ валового химического состава пород и построение изохимических диаграмм;
- 4) построение P-T траекторий;
- 5) датирование минералов и горных пород;
- 6) геодинамическая интерпретация полученных данных.

Научная новизна работы

1. Уточнены условия формирования минеральных парагенезисов, слагающих породы серий Атомфьелла и Моссель, построены P-T траектории, характеризующие эволюцию минералообразования в ходе метаморфизма. Показано, что породы обеих серий испытали низкоградиентный метаморфизм кианит-силлиманитовой серии (умеренных давлений).

2. Выявлены основные закономерности кристаллизации акцессорных минералов REE и Ti, выступающих индикаторами последовательности метаморфических процессов в изученных породах.

3. В породах обеих серий с помощью Sm-Nd метода оценен возраст высокотемпературных гранатсодержащих парагенезисов, на основе данных Th-U-Pb датирования монацита – возраст низкотемпературного хлоритсодержащего парагенезиса.

Соответствие паспорту специальности

Содержание диссертации соответствует паспорту научной специальности 1.6.4 Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых по пунктам 1, 2, 3, 13, 19, 20.

Теоретическая и практическая значимость работы

Работа имеет фундаментальное значение и способствует более глубокому пониманию закономерностей минеральных превращений в ходе метаморфизма. Выводы диссертации могут быть использованы для уточнения возраста и геодинамических обстановок формирования метаморфических комплексов Нью Фрисланда.

Практическая значимость работы определяется возможностью применения результатов минеральной термобарометрии и изотопного датирования метаморфических пород при мелко- и среднемасштабном картировании территории архипелага, а также при подготовке учебных курсов по дисциплинам «Генетическая интерпретация строения минеральных агрегатов», «Минеральная термобарометрия», «Петрология».

Получен акт о внедрении результатов диссертации при написании разделов отчета в виде оценки параметров метаморфизма на территории полуострова Нью Фрисланд, архипелаг Шпицберген в ФГБУ «ВНИИОкеангеология» (Приложение А, акт о внедрении (использовании) результатов кандидатской диссертации от 03 июня 2024 года).

Методология и методы исследования. Методологической основой исследования является комплексное применение минералого-петрографических и минералого-геохимических методов (генетического анализа микроструктуры агрегатов и зональности индивидов, минеральной термобарометрии, физико-химического моделирования минеральных парагенезисов, изотопной геохронологии).

Минеральный состав пород изучался в петрографических шлифах (24 образца), для оценки содержаний минералов использовался планиметрический метод. Валовый химический состав пород (6 образцов) определялся рентгеноспектральным флуоресцентным анализом (Институт Карпинского, аналитики Б.А. Цимошенко, В.Н. Кириллов). Состав породообразующих минералов (630 точек) анализировался при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Исследование акцессорной минерализации (530 точек) проводилось с помощью электронного микроскопа JSM-6460LV с системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy (Санкт-Петербургский горный университет, аналитик И.М. Гембицкая). Состав монацита дополнительно изучался на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JXA-8230 с тремя волнодисперсионными спектрометрами (ИГГД РАН).

Возраст метаморфизма определялся Rb-Sr и Sm-Nd методами (ID-TIMS). Изотопные отношения в породах (WR) и минералах (Grt, Bt, Ms, Pl) измерялись методом изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON (ИГГД РАН, аналитик Е.С. Богомолов). С целью избирательного извлечения включений, содержащихся в

мономинеральных фракциях граната и характеризующихся низким Sm/Nd отношением, использовался метод сернокислотного выщелачивания (Anczkiewicz, Thirlwall, 2003). Для обработки полученных данных применялась программа Isoplot, вер. 3.75 (Ludwig, 2012).

Датирование монацита осуществлялось *in-situ* в прозрачно-полированных шлифах Th-U-Pb методом на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200 с 5-ю волновыми спектрометрами. Исследования проводились в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик С.Е. Борисовский). Методика анализа описана в работе (Макеев и др., 2020). Для оценки возраста строились изохронные диаграммы в координатах Th/Pb – U/Pb по методике, изложенной в работе (Cocherie, Albarède, 2001).

Для реконструкции P-T параметров применялись методы минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования (метод изохимических диаграмм). Моделирование выполнялось с помощью программы Theriak/Domino (de Capitani, Petrakakis, 2010) вер. 01.08.09 на основе базы внутренне согласованных термодинамических данных tcdb55c2d (Holland, Powell, 1998, с обновлениями) при условии избытка воды в системе. В случае карбонатсодержащих пород дополнительным компонентом флюида выступал CO₂.

На защиту выносятся следующие положения:

1. Породы серий Атомфьелла и Моссель, формирующие северную часть антиклинория Западного Нью Фрисланда, образованы высокотемпературными гранатсодержащими парагенезисами, отвечающими высокобарической области верхней и нижней частей амфиболитовой фации соответственно, и низкотемпературным парагенезисом (Ms-Chl-Ep-Kfs-Ab-Cal-Ttn), возникшим в условиях перехода от зеленосланцевой к пренит-пумпеллиитовой фации (260-370 °C). P-T траектории амфиболитового метаморфизма закручены по часовой стрелке и демонстрируют рост температуры и давления до пиковых значений 670-690 °C, 10-11 кбар (серия Атомфьелла) и 590-610 °C, 9-11 кбар (серия Моссель) с последующей изотермической декомпрессией до 7-8 кбар.

2. Индикаторами процессов метаморфизма в породах Нью Фрисланда выступают акцессорные минералы REE и Ti: обрастание алланита клиноцоизитом и его частичное замещение REE-содержащими клиноцоизитом и эпидотом фиксирует начало порфиробластеза, смена ильменита рутилом при переходе от центральных к краевым зонам кристаллов граната характеризует окончание порфиробластеза, замещение ильменита и рутила титанитом соответствует завершающей стадии метаморфической эволюции.

3. Образование высокотемпературных гранатсодержащих и низкотемпературного (хлоритсодержащего) парагенезисов в изученных породах соответствует двум тектонотермальным событиям с возрастом ~430 и ~380 млн лет соответственно.

Степень достоверности результатов исследования определена представительной коллекцией каменного материала и корректной обработкой аналитических данных, полученных с помощью современных методов в аккредитованных лабораториях.

Апробация результатов. Результаты исследований докладывались и обсуждались на ряде научных конференций. В их числе: ежегодная научная конференция студентов и молодых ученых «Полезные ископаемые России и их освоение» (Санкт-Петербург, 2019, 2020); международная конференция «Freiberg-St. Petersburger Kolloquium junger Wissenschaftler» (Фрайберг, 2019); X Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия» (Черноголовка, 2019); международная научная конференция «XIII Съезд Российского минералогического общества и Федоровская сессия» (Санкт-Петербург, 2021); VIII Российская конференция по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 2022), международная научная конференция «Годичное собрание РМО и Фёдоровская сессия – 2023» (Санкт-Петербург, 2023); Годичное собрание РМО «Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий» (Санкт-Петербург, 2024).

Личный вклад автора заключается в постановке цели и задач диссертационного исследования; анализе зарубежной и отечественной литературы по теме исследования, в микроскопическом изучении образцов горных пород и их подготовке для проведения аналитических исследований, в обработке полученных аналитических данных и их интерпретации, в формулировке выводов.

Публикации. Результаты диссертационного исследования в достаточной степени освещены в 9 печатных работах (пункты списка литературы № 1-6, 16, 51-52), в том числе в 1 статье – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание учёной степени доктора наук (далее – перечень ВАК), в 2 статьях – в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus. Зарегистрированы 2 базы данных (Приложение Б, свидетельства №2021620933, №2024623135).

Структура работы. Диссертация состоит из оглавления, введения, 6-ти глав с выводами по каждой из них, заключения, списка литературы, включающего 244 наименования, и 13 приложений. Диссертация изложена на 163 страницах машинописного текста, содержит 54 рисунка и 5 таблиц.

Благодарности. Автор глубоко признательна своему научному руководителю заведующему кафедрой МКП д.г.-м.н. Ю.Л. Гульбину. Автор благодарит проф. А.Н. Сироткина за предоставленный каменный материал и проф. С.Г. Скублова за помощь в организации аналитических исследований. Автор выражает благодарность за проведение аналитических

исследований О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН), Б.А. Цимошенко, В.Н. Кириллову (Институт Карпинского), И.М Гембицкой (Санкт-Петербургский горный университет), С.Е. Борисовскому (ИГЕМ РАН), Е.С. Богомолу (ИГГД РАН).

ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ГЕОЛОГИЯ ПОЛУОСТРОВА НЮ ФРИСЛАНД

1.1 Состояние проблемы реконструкции *P-T* траекторий метаморфизма

Одной из ключевых проблем изучения метаморфических комплексов является определение физико-химических условий, при которых происходили превращения минералов в ходе метаморфизма. Традиционным подходом к ее решению выступает минеральная термобарометрия, основанная на представлениях о функциональной зависимости между составами равновесно сосуществующих минералов (минеральных твердых растворов) и термодинамическими факторами равновесия (температурой, давлением, активностью воды, фугитивностью кислорода и др.). Идеи, положенные в основу этой концепции, были сформулированы Д.С. Коржинским (30-е годы прошлого столетия), Х. Рамбергом и Т. Бартом (50-е годы). В 1951 году был предложен первый геотермометр – двуполюсовый геотермометр Барта. В 60-е годы данное направление стало активно развиваться, в том числе благодаря внедрению в практику минералогических исследований микрозондового анализа. Трудями отечественных и зарубежных ученых (Л.Л. Перчука, В.С. Соболева, Р. Кретца, Ф. Чинера, А. Баддингтона, Д. Линдсли и др.) были разработаны термодинамические модели, положенные в основу ряда новых минеральных термобарометров (гранат-биотитового, титаномагнетит-ильменитового и др.). Результаты этих исследований были суммированы в известной монографии Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова (Перчук, Рябчиков, 1976). Следующим этапом развития минеральной термобарометрии стало широкое использование экспериментальных данных для калибровки геотермометров (Ferry, Spear, 1978; Ellis, Green, 1979; Перчук и др., 1983, и др.), благодаря чему были уточнены ранее построенные и разработаны десятки новых геотермобарометров (гранат-пироксеновый, гранат-кордиеритовый, GASP, GBPQ, GHPQ, GRAIL, GRISP и др.). Была предложена концепция «мультиравновесной термобарометрии» (Berman, 1991; Powell, Holland, 1994). В результате минеральная термобарометрия стала неотъемлемой частью исследований, посвященных генезису метаморфических пород.

Часто при геологических исследованиях применение методов минеральной термобарометрии ориентировано на определение «пиковых» условий метаморфизма (максимальных температур и давлений, которые достигались в ходе метаморфических изменений). Между тем, большой интерес представляет изучение *P-T* эволюции метаморфических пород, помогающее исследованию стадийности процессов минералообразования, анализу фазовых реакций и воссозданию геодинамических обстановок

формирования метаморфических комплексов. Одним из подходов к реконструкции P - T траекторий выступает термобарометрия микропарагенезисов минералов, образующих включения в пойкилобластах. Этот подход использован в ставшей уже классической работе (St-Onge, 1987) для построения P - T траекторий гранат-ставролит-кианит-силлиманитовых сланцев, слагающих палеопротерозойский ороген Уопмей, Канадский щит. Автор изучил пойкилобласты граната, содержащие включения биотита, плагиоклаза, кианита и силлиманита. Было показано, что от центра к краям пойкилобластов изменяется состав включений плагиоклаза, основность которого возрастает от An_{30} до An_{38} . Примерно такие же вариации состава характерны для зональных кристаллов плагиоклаза из изученных пород. Используя гранат-биотитовый геотермометр и Grt-Als-SiO₂-Pl (GASP) геобарометр, исследователь оценил P - T условия равновесия граната, биотита и плагиоклаза для центральных, промежуточных и краевых зон пойкилобластов, что позволило детально проследить, как изменялись температура и давление в ходе порфиروبластеза и сделать вывод о росте граната в режиме декомпрессии (St-Onge, 1987).

Еще одним подходом к решению задачи является изучение зональности в метаморфических минералах. Если речь идет о породах низких и средних ступеней метаморфизма, то наиболее информативным минералом здесь выступает гранат (Kohn, 2003). Он часто встречается как породообразующий минерал метапелитов и metabазитов, кристаллизуется в широком диапазоне температур и давлений, образует порфиробласты, обладает низкими коэффициентами внутрикристаллической диффузии. Последнее свойство благоприятствует сохранению кристаллами граната ростовой зональности в условиях нижней амфиболитовой и даже верхней амфиболитовой фаций (вплоть до температуры 700 °C). Во многих метаморфических породах (сланцах, гнейсах, амфиболитах) метаморфический гранат представляет собой четверной раствор, компонентами которого являются альмандиновый ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$), пироповый ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$), спессартиновый ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) и гротундский ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) минералы. Ростовая зональность граната обусловлена закономерным уменьшением содержания Mn и увеличением содержания Mg от центра к краям кристаллов. Главным механизмом, влияющим на форму концентрационных профилей Mn, выступает рэлеевское фракционирование (Hollister, 1966). Содержание Mg коррелирует с температурой. Поведение Ca может быть различным и зависит от изменения давления (увеличивается с ростом давления). Поэтому концентрационные профили в порфиробластах граната несут информацию об их термобарической истории. Эта информация может быть использована для построения P - T траекторий. Теория вопроса была рассмотрена в работе (Spear, Selverstone, 1983). Опираясь на известные термодинамические соотношения, исследователи разработали метод построения графиков изоплет (изолиний содержаний компонентов твердых минеральных растворов: X_{Py}^{Grt} ,

$X_{\text{Sps}}^{\text{Grt}}$, $X_{\text{Grs}}^{\text{Grt}}$, $X_{\text{Ann}}^{\text{Bt}}$ и др., где X – мольная доля компонента) в P - T координатах. В пионерской работе (Selverstone et al., 1984) этот метод был использован для построения P - T траектории гранат-амфибол-кианит-ставролитовых сланцев, слагающих одну из метаморфических серий в составе тектонического окна Тауэрн в Австрийских Альпах.

Работы Ф. Спира и его коллег внесли вклад в то направление физико-химических исследований пород и минералов, которое активно развивалось в 70-е и 80-е годы и было сконцентрировано на термодинамическом описании минеральных парагенезисов как гетерогенных систем. Именно тогда Р. Пауэллом был предложен новый вид фазовых диаграмм, как показала последующая практика, наиболее удобных для изучения P - T эволюции метаморфизма (Powell et al., 1998). Автор назвал их «псевдосечениями» (pseudosections) для того, чтобы отличить от других видов двумерных диаграмм, так или иначе связанных с трехмерными P - T - X (давление–температура–состав) диаграммами. Среди подобных диаграмм выделяют (Will, 1998):

1) проекции на какую-либо координатную плоскость; примером могут служить P - T диаграммы с нонвариантными точками и линиями моновариантных равновесий (петрогенетические сетки). Эти диаграммы характеризуют термодинамические особенности выбранной совокупности пород (например, метапелитов);

2) двумерные сечения для фиксированного значения какого-либо интенсивного параметра; примером могут служить T - X диаграммы как изобарические сечения P - T - X диаграмм;

3) псевдосечения, которые строятся для заданного химического состава породы. На этих P - T диаграммах топологическими элементами служат линии – границы, разделяющие поля равновесных парагенезисов. Данные диаграммы характеризуют термодинамические особенности конкретного образца горной породы (показывают, как изменяется его минеральный состав с изменением температуры и давления).

Некоторая двусмысленность термина «псевдосечение» стала причиной того, что было предложено заменить его термином «изохимическая диаграмма» (Spear et al., 2016). Последнее название обусловлено тем, что подобные диаграммы строятся для закрытых систем.

Изохимические диаграммы представляют собой графическую реализацию принципа минеральных фаций метаморфизма П. Эскола: при заданных температурах и давлениях минеральный состав метаморфической породы зависит от ее химического состава. Для их построения используют следующие термодинамические соотношения: (1) равенство химических потенциалов компонентов в сосуществующих минералах (условие химического равновесия; другой формулировкой этого условия выступает уравнение изотермы реакции. Вместо уравнений изотерм реакций можно использовать условия минимума свободной энергии системы), (2) уравнения баланса масс (соотношения между массой каждого компонента, числом

молей минералов, содержащих этот компонент, составами и мольными долями минералов, входящих в эти минералы; баланс рассчитывается отдельно по всем минералам и по всем компонентам). Задача моделирования минеральных равновесий сводится к решению системы линейных уравнений. Это решение реализуется с помощью численных методов на основе внутренне согласованных баз термодинамических данных (Berman, 1988; Holland, Powell, 1998, и др.). Последние включают в том числе модели активностей компонентов минеральных твердых растворов (уравнения, связывающие содержания и активности компонентов) (Holland, Powell, 1998; Baldwin et al., 2005; White et al., 2007; Diener et al., 2007, и др.).

Входными данными для расчетов изохимических диаграмм служат содержания петрогенных компонентов (данные валового химического состава образца горной породы). Выходными данными – составы и содержания минералов в парагенезисах (при заданных температурах и давлениях).

Изохимические диаграммы рассчитываются с помощью нескольких пакетов компьютерных программ, которые разработаны независимыми группами исследователей: GIBBS (Spear, Menard, 1989), Perple_X (Connolly, 1990), THERMOCALC (Powell et al., 1998), Theriak/Domino (De Capitani, Brown; De Capitani, Petrakakis, 2010).

Изохимические диаграммы строятся для некоторого набора петрогенных компонентов. Например, для системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (NCKFMASH). Добавление второстепенного компонента MnO (система MnNCKFMASH) имеет важное значение для пород, содержащих гранат, поскольку марганец существенно расширяет пределы устойчивости этого минерала (Mahar et al., 1997; Tinkham et al., 2001). Добавление TiO_2 (MnNCKFMASHT) позволяет включить в число анализируемых минералов ильменит, рутил и титанит – распространенные акцессории метаморфических пород. Добавление O_2 (MnNCKFMASHTO) актуально, когда в породах присутствует магнетит и, следовательно, их формирование происходило в окислительных условиях.

Большую роль играет содержание воды. Для пород низких и средних ступеней метаморфизма активность этого компонента в метапелитовых и метабазитовых системах обычно считается высокой вследствие протекающих в ходе проградного метаморфизма реакций дегидратации. Поэтому в большинстве случаев изохимические диаграммы для этих пород строятся при условии избытка воды.

Основной принцип моделирования минеральных парагенезисов: для заданных P - T условий рассчитывается равновесный минеральный состав горной породы и сравнивается с наблюдаемым составом. Для построения P - T траекторий в дополнение к изохимическим диаграммам строятся графики изоплет. Наиболее эффективно использование метода изоплет в случае граната. Ядра зонального граната несут информацию об условиях метаморфизма на

ранних стадиях порфиروبластеза. Для того, чтобы извлечь эту информацию на псевдосечение наносятся изоплеты миналов (Alm, Sps, Grs), соответствующих составу центральных зон порфиробластов. Пересечение этих изоплет позволяет с достаточной точностью оценить *P-T* условия метаморфизма на ранних стадиях. Пересечение изоплет, соответствующих краевым зонам – пиковые условия. В последнем случае наиболее хорошие результаты дает одновременное использование метода изоплет и методов минеральной термобарометрии. Перечисленные методы независимы (первый основан на данных о химическом составе горной породы, второй – на данных о составе минералов), поэтому близость получаемых с их помощью оценок пиковых температуры и давления делает выводы об условиях метаморфизма более надежными.

Изохимические диаграммы широко применяются для изучения термобарической эволюции метаморфических комплексов (Vance, Mahar, 1998; Zeh, Holness, 2003; Kim, Bell, 2005; Gaidies et al., 2008; Pattison, Tinkham, 2009; Groppo et al., 2009; Stowell et al., 2011; Moynihan et al., 2013; Chakraborty et al., 2016; Bianchi et al., 2020; Cruciani et al., 2022; Gou et al., 2022; Vaba et al., 2023, и др.). При этом подчеркивается важная роль минералогических исследований для расшифровки последовательности метаморфических событий и построения *P-T* траекторий (Brown, 1993). Геодинамическая интерпретация последних базируется на тектоно-термальных моделях, описывающих тепловой баланс земной коры в зонах коллизии, аккреции и субдукции (England, Thompson, 1984; Thompson, England, 1984; Thompson, Ridley, 1987; Peacock, 1991, 2003, и др.). Факторами тепловой эволюции орогенов в этих моделях выступают тектонические процессы, процессы генерации тепла в утолщенной земной коре, тепловые потоки, формирующиеся на границе земная кора – верхняя мантия, механизмы теплопереноса (теплопроводность и конвекция). Переменными являются температура, давление и геологическое время. Для учета временных характеристик наряду с данными моделирования используют результаты геохронологических исследований и строят *P-T-t* траектории (Brown, 2001; Spear et al., 2016; Engi et al., 2017). При их построении специальное внимание уделяется определению длительности тектоно-термальных событий, связанных с проградной стадией метаморфизма, последующим снижением давления и остыванием метаморфических пород. Для решения задачи применяются минеральные геохронометры с различной температурой закрытия изотопных систем и методы локального датирования последовательно образующихся генераций минералов (Травин, 2016; Lu et al., 2017; Kościńska et al., 2022; Балтыбаев и др., 2024, и др.).

1.2 История геологического изучения Шпицбергена

История геологического изучения Шпицбергена насчитывает не один век исследований. Еще в 1820-е годы в отчетах о региональных работах, посвящённых освоению Арктики и Северного полюса, появились первые упоминания о метаморфических породах на территории архипелага (Perry W.E., Scoresby W.).

Во второй половине XIX века были опубликованы труды учёных (А.Е. Nordenshiöld, С.W. Blomstrand), отражавшие геологические наблюдения и результат работы шведских экспедиций 1861 г. и 1872-1873 г.г. На рубеже XIX-XX веков в районе Шпицбергена проводились топографо-географические исследования, нашедшие отражение в работах геологов (Н. Backlund, G. de Geer). Таким образом, в начале XX века общий объем данных позволил составить геологическую карту (масштаба 1 : 2 000 000) островов Западный Шпицберген, Земля Короля Карла и Бьёрнёйа (о. Медвежий).

Затем, вплоть до Второй мировой войны, Западный Шпицберген активно исследовался норвежскими учеными. Изучению подвергались древнейшие осадочно-метаморфические образования фундамента архипелага, выделенные в единую формацию Гекла-Хук. Под формацией Гекла-Хук подразумевается весь комплекс пород Шпицбергена, сформировавшийся до каледонской складчатости, верхняя граница возраста которого определена находками раннеордовикской фауны и началом эпохи каледонской складчатости – 420 ± 30 млн лет. Важные достижения этого периода отражены в публикациях О. Холтедаля (Holtedahl, 1914) и А. Орвин (Orvin, 1940). Холтедалем впервые была выдвинута гипотеза о каледонском возрасте метаморфизма и магматизма северо-западной части Шпицбергена. В дальнейшем эта идея получила развитие и была распространена на центральную часть архипелага. Орвин обобщил имевшиеся сведения по истории геологического развития этого региона и, в дополнение к своей работе, построил геологическую карту всего архипелага (масштаба 1 : 1 000 000).

После окончания Второй мировой войны, значительным достижением стало создание первой стратиграфической схемы пород комплекса Гекла-Хук – результат работы геологов Норвежского полярного института (Н. Major, T.S. Winsnes). Затем, в 1956 году, по материалам экспедиции Кембриджского университета была опубликована схема стратиграфического расчленения всего разреза осадочно-метаморфических пород Гекла-Хук в пределах фундамента Нью Фрисланда (Harland, Wilson, 1956). В это же время, У. Харландом была предпринята попытка сопоставления стратиграфических схем для пород различных районов архипелага и отмечена трудность корреляции западной и восточной частей Шпицбергена.

Интересными представляются идеи, высказанные У. Харландом, об истории геологического развития Шпицбергена. По его мнению, процесс эволюции архипелага можно

разделить на две крупных фазы – до- и послекарбоновую. До каменноугольного периода были сформированы комплексы пород древнего (докембрийского) фундамента, а также произошло становление геосинклинали (поздний протерозой – ранний палеозой), подвергшейся преобразованиям в каледонское время. При описании каледонских событий У. Харланд выделяет этап главной каледонской орогении («орогении Нью Фрисланд»), протекавшей в ордовикском и силурийском периодах (480-420 млн лет), и этап позднекаледонских (позднедевонских) движений (называемых «складчатость Свальбард»), который маркирует окончание накопления девонских пестроцветных толщ центральной и западной части Шпицбергена. В каменноугольном периоде началось формирование осадочного чехла эпидевонской платформы, которое продолжилось и в последующие геологические периоды.

Помимо европейских геологов, во второй половине XX века на территории Шпицбергена работали советские ученые: К.А. Клитин, А.А. Красильщиков, С.А. Абакумов, В.Е. Хаин, Н.М. Чумаков, Ю.Я. Лившиц и др. В частности, К.А. Клитин являлся автором объяснительной записки и тектонической карты архипелага (Клитин, 1964).

Исследование Шпицбергена продолжается и по сей день. Активную деятельность по изучению архипелага осуществляют как российские геологи (А.Н. Сироткин, А.М. Тебеньков, А.Н. Ларионов, Ю.А. Балашов, А.Н. Евдокимов и др.), так и их зарубежные коллеги (D.G. Gee, P. Witt-Nilsson, F.J. Hellman, A. Johansson и др.), что позволяет получить новые данные о возрасте пород, их корреляции и истории геологического развития территории.

1.3 Геологическое строение полуострова Нью Фрисланд

Территория архипелага Шпицберген по представлениям отечественных геологов (Красильщиков, 1970) подразделяется на 4 литотектонических блока: Северо-Восточная Земля, полуостров Нью Фрисланд, северо-западная и юго-западная части Западного Шпицбергена (Рисунок 1). В иностранной литературе авторами (Harland, 1985) принято выделять три террейна: Северо-Западный (Northwestern Terrane), Юго-Западный (Southwestern Terrane) и Восточный (Eastern Terrane), объединяющий геологические провинции Нью Фрисланд и остров Северо-Восточная Земля. Каждый из этих террейнов можно отнести к самостоятельной структурно-фациальной зоне, поэтому их следует рассматривать обособлено друг от друга.

Большой вклад в создание современной стратиграфической схемы докембрия-палеозоя Шпицбергена и, в частности, Нью Фрисланда внёс А.А. Красильщиков (1973), предложивший оригинальные схемы стратиграфического расчленения древних пород фундамента архипелага, позже дополненные в рамках проведения среднемасштабного геологического картирования и геологического доизучения площадей, выполненных Норвежским Полярным институтом, ФГУННП ПМГРЭ и рядом других организаций.

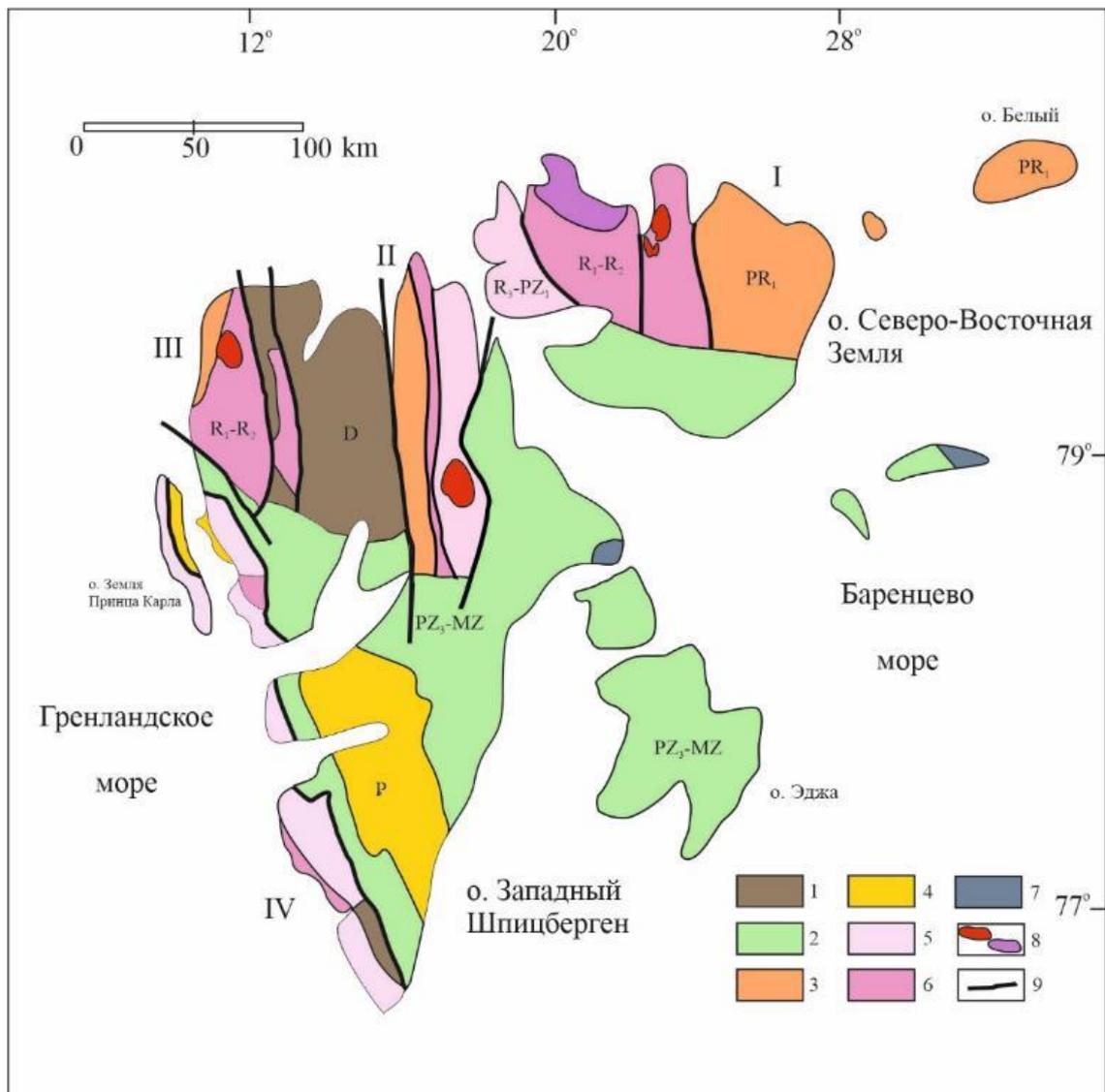


Рисунок 1 – Схема геологического строения Шпицбергена (Сироткин, Евдокимов, 2011, с упрощениями)

Литотектонические блоки: I – Северо-Восточная Земля, II – Нью Фрисланд, III – Северо-Западный Шпицберген, IV – Юго-Западный Шпицберген. 1 – девонский терригенный комплекс, 2 – комплекс осадочного чехла (PZ₃-MZ), 3 – метаморфические комплексы фундамента (PR₁), 4 – комплекс осадочного чехла (P), 5 – терригенно-карбонатные комплексы фундамента (R₃-PZ₁), 6 – метатерригенные и вулканогенно-осадочные комплексы фундамента (R₁-R₂), 7 – мезозойские долериты, 8 – каледонские гранитные интрузии, 9 – разломы.

В первоначальных стратиграфических схемах Нью Фрисланда (Harland, Wilson, 1956, Harland et al., 1966) породы комплекса Гекла-Хук рассматриваются как непрерывная последовательность осадков; разрез подразделяется на три надгруппы. Все метаморфические породы полуострова выделены в единую надгруппу Штубендорфбреен (PR). Выше по разрезу залегают осадочные породы надгруппы Лумфьорд (PR₂), переходящие в более молодые отложения надгруппы Хинлопенстретет (V-O). Подобная схема стратиграфического

расчленения с рядом дополнений (Witt-Nilsson et al., 1998) используется зарубежными исследователями по сей день.

В монографии А. Красильщикова (1973) надгруппа Штубендорфбреен была подразделена на две части в связи с литологическими особенностями пород и наличием тектонического контакта между ними. Значительная мощность и сложный состав отложений позволили приравнять эти подразделения к сериям, присвоив им географические названия Моссель (по имени полуострова) и Атомфьелла (по имени горного массива). Также в качестве самостоятельных серий были выделены группы Поларисбреен и Ослобреен, входящие в надгруппу Хинлопенстретет. Таким образом, комплекс Гекла-Хук был расчленен на пять серий: Атомфьелла, Моссель, Лумфьорд, Поларисбреен и Ослобреен. Этот принцип расчленения сохраняется и используется в современной отечественной литературе.

Полуостров Нью Фрисланд представляет собой вытянутый участок суши длиной около 150 км, расположенный на северо-востоке Западного Шпицбергена. С востока он ограничен проливом Хинлопен, а с запада – заливом Вейдефьорд, переходящим в Аустфьорд (Рисунок 2). Больше половины территории полуострова покрыто ледниками, обнаженной и доступной для изучения является суша вдоль линии побережья.

В пределах полуострова прослеживаются две крупные геологические структуры – антиклинорий Западного Нью Фрисланда и Хинлопенский синклинорий. Обе структуры осложнены сериями более мелких складок, разрывными дислокациями и нарушениями (Красильщиков, 1973).

Антиклинорий западного Нью Фрисланда простирается вдоль всего полуострова от залива Биллефьорд вплоть до бухты Моссель и Северно-Ледовитого океана. Центральной структурой антиклинория является меридиональная антиклиналь Атомфьелла, преимущественно сложенная породами одноименной серии. В восточной части структура осложняется синклиналью Скинфаксебреен (Сироткин, Евдокимов, 2011), породы которой относятся к серии Моссель. Контакт между породами Моссель и Лумфьорд является границей между антиклинорием и Хинлопенской структурой, относящейся к соседней геологической провинции.

Хинлопенский синклинорий представляет собой асимметричную структуру, осевой частью приуроченную к одноименному проливу. Восточное крыло синклинория расположено на территории острова Северо-Восточная Земля, западное – в пределах полуострова Нью Фрисланд. Последнее отличается ССЗ простиранием в северной части, плавно переходящим в меридиональное на юге. Структура западного крыла осложнена антиклиналью Гекла-Хукен и синклиналью Клуптдален на севере и синклиналями Квитбреен и Ветеранен, расположенными южнее. Синклинорий сложен породами серий Лумфьорд, Поларисбреен и Ослобреен.

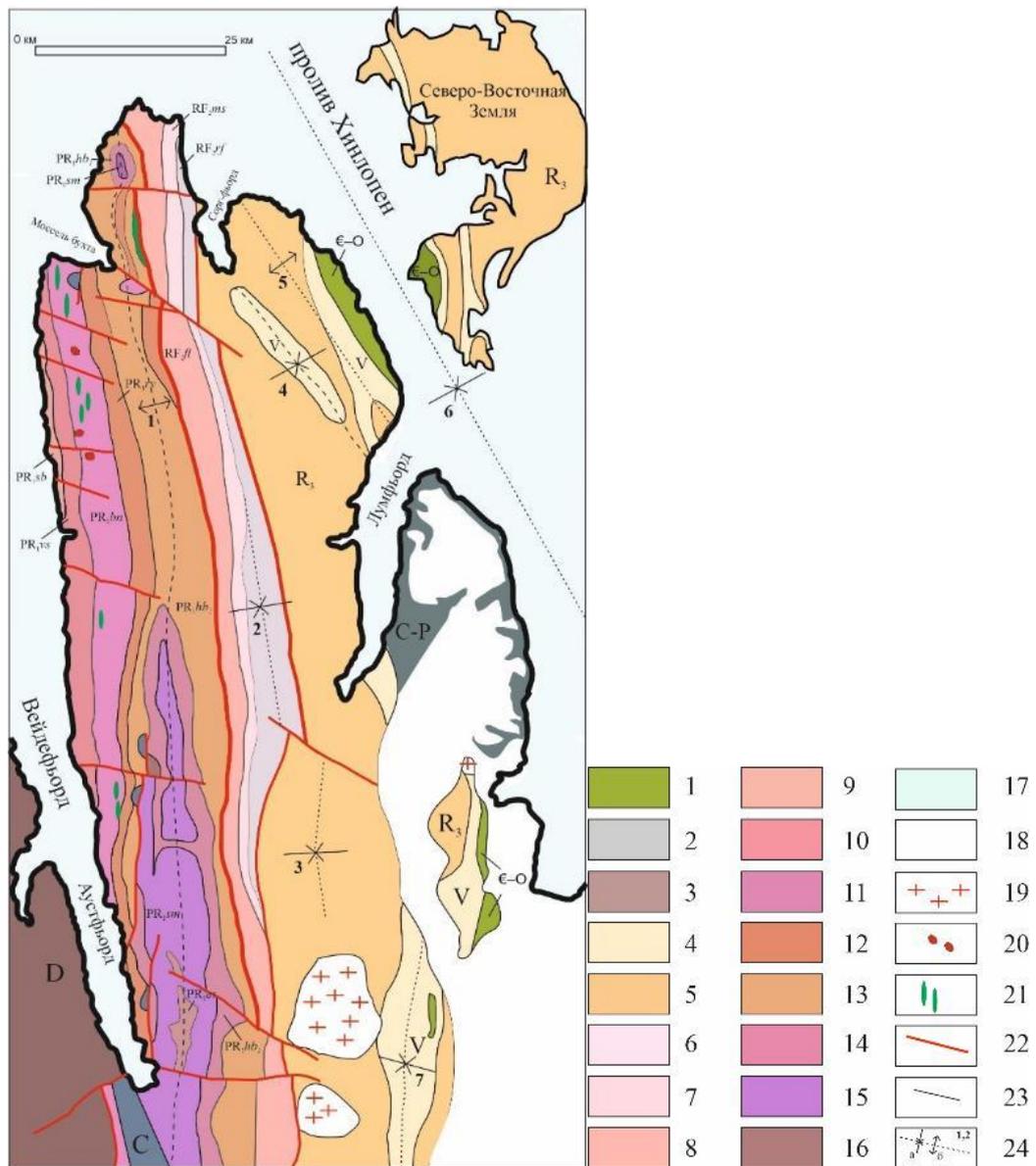


Рисунок 2 – Схематическая геологическая карта полуострова Нью Фрисланд
(по материалам: Harland, 1992, Сироткин, Евдокимов, 2020, с упрощениями)

1–5 – комплексы осадочного чехла: 1–3 – отложения палеозоя [1 – конгломераты, песчаники, угли (C), 2 – девонский терригенный комплекс, 3 – серия Ослобреен кембрия-ордовика (€–O)], 4–5 – отложения верхнего протерозоя [4 – серия Поларисбреен (V), серия Лумффорд (RF₃)]; 6–16 – комплексы складчатого фундамента: 6–8 серия Моссель (RF₂) [6 – свита Флоен (RF₂fl), 7 – свита Моссельдален (RF₂ml), 8 – свита Розенфьелла (RF₂rf)], 9–16 – серия Атомфьелла [9 – свита Сёрбреен (PR₁sb), 10 – свита Вассфарет (PR₁vs), 11 – свита Бангенхук (PR₁bn), 12 – свита Риттерватнет (PR₁rv), 13 – свита Харкербреен, верхняя подсвита (PR₁hb₂), 14 – свита Харкербреен, нижняя подсвита (PR₁hb₁), 15 – свита Смутсрбреен (PR₁sm), 16 – свита Эсколабреен (PR₁es)]; 17 – прилегающие акватории, 18 – ледниковый покров. Магматические образования: 19 – гранитный комплекс Ньютентоппен, 20 – граниты комплекса Бангенхук, 22 – метабазиты и метагабброиды. 22 – тектонические нарушения, 23 – геологические границы, 24 – оси складок (а – синклинали, б – антиклинали): 1 – антиклиналь Атомфьелла (антиклинорий Западного Нью Фрисланда), 2 – синклираль Скинфаксебреен, 3 – синклираль Ветеранен, 4 – синклираль Клуфтдален, 5 – антиклиналь Гекла-Хукен, 6 – Хинлопенский синклинорий, 7 – синклираль Квитбреен.

Западной границей антиклинория служит зона глубинных разломов Биллефьорд, отделяющая его от Девонского грабена, заполненного мощной толщей слабо метаморфизованных красноцветных отложений. Разломы прослеживаются на перешейке между заливами Биллефьорд и Вейдефьорд, они характеризуются субмеридиональным простиранием и крутым (60-70°) падением на запад. Севернее разломы проходят по дну залива Вейдефьорд, о чем свидетельствует зона интенсивного расланцевания и милонитизации кристаллических пород, наблюдаемая вдоль его восточного побережья.

1.3.1 Стратиграфия

Наиболее древние породы в пределах полуострова представлены серией Атомфьелла (PR₁). Возраст серии принят исходя из представлений о консолидации кристаллического основания каледонид (1950-1650 млн лет), граница с подстилающими породами неизвестна. В строении серии принимают участие слюдяные гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты, кварциты, кальцифиры и мраморы. В соответствии со стратиграфической схемой Нью Фрисланда (Красильщиков, 1973) породы метаморфической толщи расчленяются на семь свит. Мощность отложений составляет примерно 8000 м (Сироткин, Евдокимов, 2011).

В основании разреза **серии Атомфьелла** залегает *свита Эсколабреен*, слагающая ядро антиклинали Атомфьелла. Выходы её толщ наблюдаются в юго-западной части полуострова Нью Фрисланд. Породы свиты в основном представлены биотитовыми и биотит-мусковитовыми плагиогнейсами, амфиболитами и гранат-слюдяными сланцами с линзами мраморов в верхней части толщи. Породы подвержены мигматизации. Мощность серии достигает 1500 м.

Выше по разрезу согласно залегает *свита Смутсбреен*. Стратотипический разрез расположен севернее ледника Штубендорфбреен (Абакумов, 1965). Породы данной свиты распространены в пределах горного массива Атомфьелла. В составе толщи доминируют гранат-слюдяные сланцы и биотитовые плагиогнейсы с амфиболом, среди которых наблюдаются горизонты мраморов и закономерно чередующиеся линзы и прослои кальцифиров и кварцитов. Мощность серии составляет приблизительно 1200 м (Красильщиков, 1973).

Вышележащая *свита Харкербреен* впервые была выделена А. Красильщиковым (1973), она не коррелируется с группой Харкербреен зарубежной стратиграфической схемы. Породы свиты распространены преимущественно в восточной части антиклинория, в частности, наиболее полный разрез толщи вскрыт в районе одноименного ледника на юге полуострова Нью Фрисланд (Красильщиков, 1973). Толща пород Харкербреен расчленяется на две подсвиты, связанные постепенным переходом. Нижняя часть разреза сложена мигматизированными слюдяными гнейсами и плагиогнейсами. Верхняя часть представлена слюдяными плагиогнейсами, а также мусковитовыми кварцитами. По всему разрезу свиты встречаются

прослой амфиболитов. Суммарная мощность свиты составляет 2000 м (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Свита Риттерварнет залегает согласно на породах нижележащей толщи. Выходы пород зафиксированы в западной части антиклинория, в восточном крыле проявлены крайне локально в районе полуострова Моссель. Породы свиты отличаются разнообразным составом. Стратотипический разрез толщи включает с себя (снизу-вверх): кварциты и мраморы с пластами гранатовых амфиболитов, графитовые гранатсодержащие метапелиты с прослоями мраморов, кварцитов и амфиболитов, метапсаммиты и биотит-полевошпатовые метапелиты, содержащие валуны гнейсовидных пород и гранитов в верхних горизонтах (Красильщиков, 1973). Общая мощность свиты достигает 900 м (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Далее в разрезе вычленяется *свита Бангенхук*. Стратотип этой свиты описан на северо-западе полуострова Нью Фрисланд между озером Феммильшоем и бухтой Моссель (Красильщиков, 1973). Породы представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами с линзами кварцитов и сланцев. В разрезе Бангенхук встречены согласные тела амфиболитов и метагабброидов. Для всех пород толщи характерна мигматизация. Максимальная мощность свиты составляет около 2000 м (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Свита Вассфарет имеет согласные контакты с подстилающей свитой Бангенхук. Породы свиты установлены вдоль всего берега Вейде-фьорд, типовой разрез описан вблизи озера Феммильшоем (Красильщиков, 1973). Свита неоднородна по составу и отличается разнообразием пород. В разрезе наблюдаются эпидот-биотитовые гнейсы, слюдяные сланцы, кварциты, прослой кальцифиров и амфиболитов, линзы мраморов. Породы толщи в основном рассланцованы, местами катаклазированы (Сироткин, Евдокимов, 2011). Мощность свиты составляет 600 м (Красильщиков, 1973).

Венчает разрез серии Атомфьелла *свита Сёрбреен*, слагающая абразионную террасу, узкой полосой протягиваясь вдоль западного побережья полуострова. В состав свиты входят кислые катаклазированные метатифы, которые переслаиваются с кварцитами, сланцами, амфиболитами и гнейсами. Мощность свиты Сёрбреен оценивается в 500 м, кровля свиты достоверно не установлена и предположительно скрыта под заливом Вейде-фьорд (Красильщиков, 1973).

В ранних работах (Gayet, 1969; Красильщиков, 1973) серия Атомфьелла рассматривалась как единая ненарушенная вулканогенно-осадочная толща. Отмечался резкий контакт, маркирующий смену обстановки осадконакопления, между породами ядра антиклинали (свиты Эсколабреен, Смутсбреен) и вышележащей свитой Харкербреен. Характер залегания и взаимоотношения других свит не были установлены и по умолчанию считались согласными.

В более поздних исследованиях (Witt-Nilsson et al., 1998) появилась информация о ряде тектоно-стратиграфических несогласий, наблюдаемых между некоторыми свитами серии Атомфьелла. Последовательность свит таким образом стала рассматриваться как комплекс надвигов (тектоно-стратиграфическая последовательность). Надвиговые контакты были установлены между свитами Смутсбреен и Харкербреен, Риттерварнет и Бангенхук, Вассфарет и Сербреен. В других работах (Johansson et al., 1995, Hellman et al., 2001) отмечается широкое распространение процессов милонитизации, следов сдвиговых нарушений и буддинированных структур в пределах серии Атомфьелла.

Однако единых представлений о характере взаимоотношений между свитами нет – в монографии (Сироткин, Евдокимов, 2011) контакты описаны как «всегда плавные и постепенные переходы». Ситуация осложняется широким распространением ледниковых покровов, а также влиянием интенсивных пластических деформаций, повлекших перекристаллизацию структуры исходных пород.

Серия Моссель (Planetfjella) наиболее полно представлена на северо-востоке одноименного полуострова. Возраст серии ограничен интервалом 1650-850 млн лет (PR₂), верхний предел установлен в соответствии с биостратиграфической оценкой возраста вышележащих толщ Лумфьорд. Контакт с подстилающими породами серии Атомфьелла тектонический, фиксируется структурное несогласие (Сироткин, Евдокимов, 2011). Сочленение серий Моссель и Атомфьелла представляет собой протяженную зону надвига. В районе центральной части полуострова Моссельдален на поверхность выходит тектонический клин (Сироткин, Евдокимов, 2020). В разрезе серии вычленяются три свиты (Красильщиков и др., 1996, Soviet Geological Research in Svalbard, 1996), для которых характерно субвертикальное залегание пластов и многочисленные разрывы. Породы в основном представлены метапелитовыми сланцами, слюдяными гнейсами, кварцитами; в разрезе отсутствуют тела амфиболитов, характерные для серии Атомфьелла. Суммарная мощность разреза составляет примерно 3800 м.

Свита Флоен протягивается субмеридионально вдоль всего Нью Фрисланда, но в полном объеме установлена лишь на севере полуострова Моссель, так как из-за тектонических нарушений из разреза выпадает до 1500 м толщи пород смежных горизонтов серий (Красильщиков, 1973). Породы представлены метапелитовыми сланцами, гранатовыми гнейсами, плагиогнейсами с прослоями мраморов и кварцитов. Мощность свиты составляет около 1100 м (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Выше по разрезу вычленяется *свита Моссельдален*, согласно залегающая на подстилающих породах. Выходы пород свиты установлены на северном побережье полуострова Моссель и протягиваются до ледника Ветеранен. В основании разреза залегают

мраморы, в которых встречены конгломераты карбонатного состава, далее породы представлены гранат-слюдяными сланцами, кварцитами, гнейсами и хлоритсодержащими сланцами. Мощность свиты достигает 1200 м (Сироткин, Евдокимов, 2011).

На породах Моссельдален согласно залегает *свита Розенфельла*, слагающая ядро синклинали Скинфаксербреен. Породы свиты распространяются южнее закартированных выходов свит Флоен и Моссельдален, вплоть до плато Ломоносова. Свита Розенфельла сложена хлорит-серицитовыми и биотит-мусковитовыми сланцами с редкими прослоями доломитов и кварцевых метапесчаников с карбонатным цементом. Общая мощность толщи – 1500 м (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Вышележащие серии Лумфьорд, Поларисбреен и Ослобреен являются осадочными. Породы Лумфьорд развиты в восточной части полуострова Нью Фрисланд, а также встречаются на Земле Улафа V. Опорный разрез серии описан вблизи бухты Факсенвагген (Красильщиков, 1973). Граница между сериями Моссель и Лумфьорд обнажена крайне ограничено из-за ледникового покрова, часто совпадает с зоной разломов, непрерывный переход между подразделениями зафиксирован только в районе ледника Дунербреен. Контакт определяется по уменьшению степени метаморфизма пород, но стратиграфическая граница подразделений не соответствует границе метаморфических фаций, так как последняя наблюдается в пределах обеих серий в зависимости от точки наблюдения (Красильщиков, 1973). Верхнерифейский возраст серии Лумфьорд установлен по находкам строматолитов *Inseria*, микрофитолитов *Radiosus* и онколитов *Osagia* (Раабен, Забродин, 1969). Породы серии Лумфьорд расчленяются на две подсерии: Ветеранен (ок. 4500 м) и Академикербреен (до 2500 м), каждая из которых включает четыре свиты.

Свита Кортбреен подсерии Ветеранен залегает в основании разреза серии Лумфьорд, маркируя границу с подстилающими породами Моссель. Породы Кортбреен протягиваются от залива Соргфьорд вплоть до плато Ломоносова. В составе свиты наблюдается переходная пачка, представленная известняками, глинистыми сланцами, кварцитами и кварцито-песчаниками. Для «известняков Ветеранен», венчающих слои свиты Розенфельла, характерны тонкоплитчатое рассланцевание и прослой серицит-кварцевых сланцев. Выше по разрезу породы переходят в мраморизованные известняки, а затем в «кварциты Ветеранен» – толстоплитчатые розовые кварциты. Мощность известняков колеблется, но толщина не выпадает из разреза целиком в местах обнажения пород. Общая мощность свиты достигает 1200 м (Красильщиков, 1973).

Далее вверх по разрезу вычленяются свиты: *Кингбреен* (1600 м), *Глазгобреен* (800 м) и *Оксфордбреен* (800 м), а также *Груздевбреен* (865 м), *Сванбергфельлет* (625 м), *Дракен* (300 м), *Баклундтоппен* (700 м), объединенные в подсерию Академикбреен. Подробное описание

состава свит приводится в монографии (Красильщиков, 1973). Важно отметить, что в свите Кингбреен, в глинистых доломитах из карбонатных сланцев подсвиты Галуатоппен, а также известняках подсвиты Боген были найдены верхнерифейские (~890-850 млн лет) строматолиты и микрофитолиты, являющиеся обоснованием возраста серии Лумфьорд.

1.3.2 Магматизм

В пределах полуострова Нью Фрисланд магматические комплексы установлены в сериях Атомфьелла и Лумфьорд. В работах У. Харланда, М. Бейли, Р. Гаера, А. Красильщикова и других авторов серия Атомфьелла рассматривается как вулканогенно-осадочная толща, в составе которой наряду с парапородами (гранат-слюдистыми сланцами, мраморами, кварцитами) важную, иногда доминирующую роль играют ортопороды (кварц-полевошпатовые гнейсы и амфиболиты). Последние считаются метаморфическими аналогами кислых и основных вулканитов, а также интрузивных образований. Примером могут служить тела metabазитов, залегающие в районе озёр Феммильшое и Лакшоен, а также южнее, на побережье Ауст-фьорда. Вмещающими породами для них являются гнейсы свиты Бангенхук, выходящие на поверхность в западном крыле антиклинали Атомфьелла. Все установленные тела имеют согласное залегание по отношению к вмещающим породам, редко встречаются пологосекущие границы. Мощности тел колеблются от 10-40 м до 200-300 м при протяженности от 100-200 м до 1-2 км (Красильщиков и др., 1996). Метабазиты представлены габбро-долеритами с массивной текстурой в центральной части тел и сланцеватой – на периферии. Для массивных габброидов характерны офитовая и габбровая структуры, в зонах метаморфических изменений наблюдаются лепидогранобластовая и нематобластовая структуры. В качестве новообразованных минералов встречаются роговая обманка, гранат, биотит, хлорит и актинолит. По последним данным (Сироткин, Евдокимов, 2020) возраст циркона из этих пород составляет 1350 ± 11 млн лет.

В составе свиты Бангенхук также развиты согласно залегающие тела гранитоидов (гранитов, гранодиоритов) мощностью до 100 м, протяженностью многие сотни метров, имеющие постепенные переходы к вмещающим гнейсам, реже – секущие контакты. Интрузивная природа гранитоидных тел подтверждается наличием у них апофиз и присутствием даек аплитов (Сироткин, Евдокимов, 2011). Гранитоиды свиты Бангенхук представлены серо-розовыми и розовыми крупно-, средне- и мелкозернистыми (вплоть до аплитовидных) породами с гнейсовидной текстурой. По классификации А. Штрекайзена (Igneous Rocks., 2002) среди гранитоидов преобладают гранодиориты при подчиненном значении граносиенитов и гранодиоритов (Carlsson et al., 1995). На дискриминационных диаграммах (Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987) обсуждаемые породы попадают в поля

внутриплитных гранитов анорогенного (А) типа (Carlsson et al., 1995). В других работах (Красильщиков и др., 1996) данные граниты относят к реоморфическим и описывают как «ультраметаморфические образования, представленные согласными телами тневых гранитоидов». Условия их формирования – 400-750 °С (Красильщиков и др., 1996).

В основании разреза серии Атомфьелла (свита Эсколабреен) залегают линзовидные тела слабо деформированных гранитовых пород с массивной текстурой, интродуцированные дайками основных пород, которые во внешних зонах линз постепенно сменяются сильно деформированными и мигматизированными гранито-гнейсами, содержащими согласные прослойки амфиболитов (Johansson, Gee, 1999). Граниты свиты Эсколабреен по составу сходны с гранитоидами свиты Бангенхук, они характеризуются серой и розовой окраской, сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом или роговой обманкой, содержат акцессорные гранат, титанит, магнетит, апатит. Местами сохраняют фрагменты гипидиоморфнозернистой структуры. По петрохимическим особенностям соответствуют метаглиноземистым гранитам. Обогащены рядом редких и редкоземельных элементов, на дискриминационных диаграммах (Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987) попадают в поле внутриплитных гранитоидов А-типа (Johansson, Gee, 1999). Возраст гранитоидов свит Бангенхук и Эсколабреен раннепротерозойский (около 1750 млн лет), перечень работ, посвященных этому вопросу, приводится в главе 1.3.

Магматические породы зафиксированы также в центральной части полуострова Моссель (север Нью Фрисланда). Здесь на дневную поверхность выходит комплекс линзовидных тел ультраосновного состава, протягивающийся меридионально вдоль контакта пород серий Атомфьелла и Моссель. Вмещающие породы – толща свиты Харкербреен. Тела гипербазитов представляют собой останцы высотой до 50-100 м, шириной 100-200 м и протяженностью 500-1000 м (Красильщиков и др., 1996). Породы сильно изменены, преимущественно сложены вторичными минералами: амфиболом, тальком, хлоритом, серпентином, карбонатом, с редкими реликтами оливина и пироксена. Структура пород новообразованная, фибробластовая, нематобластовая. Возраст магматического комплекса по разным оценкам составляет от 1870 млн лет (Гавриленко, Каменский, 1993) до 1470 млн лет (Сироткин, Евдокимов, 2020), более подробно этот вопрос разбирается в главе 1.3.

По опубликованным данным (Сироткин, Евдокимов, 2011) метавулканиды серии Атомфьелла относятся к толеитовой, известково-щелочной и субщелочной петрохимическим сериям. Использование дискриминационных диаграмм позволило авторам классифицировать их как островодужные образования.

В южной части полуострова Нью Фрисланд в пределах пород серии Лумфьорд расположены выходы гранит-граносиенитового массива Ньютентоппен. Всего закартировано

три интрузивных тела. У. Харланд и А. Елле считали их частями единого крупного батолита. По представлениям А. Красильщикова – это «серия штокообразных малых интрузий». Контакты гранитоидов с вмещающими породами интрузивные, секущие. Вмещающие породы – осадочные толщи подсерии Ветеранен (аргиллиты) и Академикбреен (карбонатные отложения). Экзоконтактовые породы – андалузит-кордиерит-биотитовые и биотит-кордиерит-кварцевые роговики, а также мраморы с волластонитом и тремолитом. Интрузии сложены граносиенитами, кварцевыми монцонитами и гранитами, которые характеризуются резко порфиroidной структурой. По петрохимическим особенностям гранитоиды относятся к известково-щелочной и щелочной сериям. По геохимическим особенностям они заметно отличаются от гранитов А-типа (в них, например, понижено содержание Ga). С учетом повышенного начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах, исследователи связывают их генезис с процессами корового анатексиса (Tebekov et al., 1996).

1.4 Условия и эволюция метаморфизма пород кристаллического фундамента Нью Фрисланда

В работах, посвященных геологии Нью Фрисланда, важное место занимают исследования метаморфических изменений вулканогенных и осадочных пород. В одной из ранних работ по метаморфизму Нью Фрисланда (Bailey, 1957), была описана область высокотемпературных изменений пород серий Атомфьелла и Моссель, расположенная западнее хлорит-биотитовой изограды, приуроченной к контакту серий Моссель и Лумфьорд. На юге этой области выделены зоны субмеридионального простирания, соответствующие полям развития пород эпидот-амфиболитовой фации и ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации с находками силлиманита. В работе (Gayeg, 1969) автором выделены две фазы складчатости и соответствующие им минеральные ассоциации в породах серии Атомфьелла. Свидетельств ранних (фаза I) метаморфических преобразований в породах наблюдается очень мало, к ним отнесены гелицитовые включения кварц+олигоклаз+эпидот+биотитовых агрегатов в порфиробластах и локальный калиевый метасоматоз в породах свиты Бангенхук. С промежуточным этапом связаны кианит и ставролит, они проявлены локально, образовались в условиях амфиболитовой фации вместе с порфиробластами граната и роговой обманки. Метаморфизм второй фазы повлек формирование основных минеральных парагенезисов амфиболитов ($\text{Hb}+\text{Pl}+\text{Ep}+\text{Qz}+\text{Ttn}\pm\text{Grt}\pm\text{Bt}$), пелитов ($\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Grt}+\text{Qz}+\text{Pl}\pm\text{St}\pm\text{Ky}$), псаммитов и мраморов серии Атомфьелла в условиях нижней части амфиболитовой фации. Позже породы претерпели наложенный региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, выраженный в хлорит-пренил-тремолит-эпидот-альбитовой минеральной ассоциации.

В статье (Harland et al., 1992) отмечается, что степень метаморфизма пород Нью Фрисланда возрастает с востока на запад по мере увеличения интенсивности складчатых деформаций (от районов, расположенных восточнее контакта серий Моссель и Лумфьорд, где развиты слабо деформированные породы, метаморфизованные в условиях низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев, к районам, где залегают сильно деформированные породы, метаморфизованные в условиях верхней амфиболитовой фации). Пиковые условия метаморфизма достигались на компрессионной стадии, о чем свидетельствует приуроченность наиболее высокотемпературных метаморфических пород к ядру антиклинали Атомфьелла.

В сборнике неопубликованных работ советских геологов (Soviet geological research in Svalbard, 1996) отмечалось, что породы серии Атомфьелла подверглись метаморфизму в условиях амфиболитовой фации; при этом исследователями был зафиксирован локально развитый «регрессивный» метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Метаморфизм серии Моссель протекал в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

В работе (Lyberis, Manby, 1999) пиковая температура метаморфизма серии Атомфьелла была рассчитана с помощью гранат-биотитового и гранат-амфиболового геотермометров (Ferry, Spear, 1978; Graham, Powell, 1984, и др.). Она оказалась равной ~700 °С. Давление (не менее 5-6 кбар) оценивалось по присутствию в изученных породах кианита. Построенная на основе этих данных траектория демонстрировала рост температуры и давления до пиковых значений 700 °С, 7-8 кбар с последующим охлаждением при давлении 5-6 кбар (Lyberis, Manby, 1999). Метаморфизм сопровождался частичным плавлением пород.

Минеральный состав метаморфических пород Нью Фрисланда был детально описан в монографии (Сироткин, Евдокимов, 2011). Для серии Атомфьелла отмечалось широкое развитие кварцитов, гранат-сланцев и гнейсов, гранатовых амфиболитов. Главными минералами этих пород выступают: альмандиновый гранат с повышенным содержанием кальция, низкоглиноземистый биотит, фенгитовый мусковит, плагиоклаз (олигоклаз-андезин в сланцах и более основной плагиоклаз в амфиболитах), калиевый полевой шпат, амфиболы (гастингсит, ферропаргасит, чермакит и др.). Второстепенными минералами являются кианит, силлиманит, ставролит, андалузит, кордиерит, скаполит и др. Кианит и ставролит встречаются в кристаллических сланцах постоянно, их содержание обычно не превышает 2-3 %. Силлиманит многократно описан в сланцах и гнейсах свит Смутсбреен, Эсколабреен и Харкербреен в юго-западной части Нью Фрисланда. Андалузит встречен лишь один раз в районе о. Феммильшое (в сланцах свиты Риттерватнет). Кордиерит относится к числу редких минералов. Он описан А.А. Красильщиковым в плагиогнейсах свиты Риттерватнет, обнаружен в виде единичных зерен в сланцах свит Смутсбреен и Риттерватнет (Сироткин, Евдокимов, 2011). Для серии

Моссель характерно обилие гранат-слюдистых и серицит-слюдистых сланцев, кварцитов и мраморов. В состав сланцев входят: гранат (альмандин с повышенным содержанием гроссулярового минала), биотит с повышенным содержанием глинозема, мусковит с повышенным содержанием селадонитового минала, плагиоклаз (олигоклаз), калиевый полевой шпат. К второстепенным минералам относятся кианит и ставролит, изредка в составе метapelитовых пород отмечаются силлиманит и хлоритоид (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Условия метаморфизма оценивались на основе существующих схем минеральных фаций метаморфизма и с помощью методов минеральной термобарометрии. Для серии Атомфьелла, с учетом вхождения в состав парагенезисов андалузита и кордиерита, был сделан вывод о принадлежности метаморфизма к андалузит-силлиманитовому типу (Сироткин, Евдокимов, 2011). На основе гранат-биотитового и гранат-амфиболового геотермометров, амфибол-плагиоклазового геобарометра (Перчук, Рябчиков, 1976; Holdaway et al., 1997) рассчитаны температуры метаморфизма 460-700 °С при давлениях ~3-6 кбар. Выделены две генерации минералов (граната, биотита, амфибола и др.) и два этапа метаморфизма: (1) прогрессивный низкобарический (460-700 °С, 3-4.5 кбар) и (2) «диафорический» (365-600 °С, 5.5-6.5 и более кбар) (Сироткин, Евдокимов, 2011). Для серии Моссель оценки температуры метаморфизма оказались заключены в интервале 360-650 °С (в южной части полуострова, в районе ледника Ветеранен – в интервале 470-700 °С). Давление, рассчитанное с помощью гранат-биотит-мусковит-кварцевого геобарометра (Gerya, Perchuk, 1992), оказалось равным ~5.5-7 кбар. Эти данные позволили отнести метаморфизм серии Моссель к кианит-силлиманитовому типу (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Сходные наблюдения о двухэтапном метаморфизме пород серии Атомфьелла отмечены по результатам термобарогеохимических исследований (Сироткин, Толмачева, 2004). Авторами сделан вывод о раннем метаморфизме амфиболитовой фации (600–670°С, 3.0–3.5 кбар), протекавшем в результате «позднекарельского этапа тектогенеза», и поздним «регрессивном» метаморфизме «эпидот-амфиболитовой фации (380–480 °С, 1.3–5.5 кбар)», связанном с «прогрессивным» преобразованием серии Моссель и соотносящимся с возрастом формирования последней.

В породах серий Лумфьорд и Поларисбреен выявлены низкотемпературные минеральные парагенезисы, отвечающие нижней части зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фациям соответственно. P-T условия метаморфизма серии Лумфьорд оцениваются «в диапазоне температур 250-350 °С и возможном давлении до 3-4 кбар, тип метаморфизма» – «неопределенный» (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Всего на территории архипелага Шпицберген теми же авторами (Сироткин, Евдокимов, 2011) выделено пять эпох регионального метаморфизма пород кристаллического фундамента:

гранулитовый метаморфизм протолита (AR_2), метаморфизм амфиболитовой фации (PR_1), низкоградиентный метаморфизм с наложенными процессами регионального метасоматоза (RF_2), метаморфизм погружения пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций (RF_3 - ϵ_1), возобновление процессов рифтогенеза – метаморфизм высоких давлений и низких температур ($S-D$). В работе (Евдокимов, 2000) по изученным передотитовым ксенолитам из четвертичных вулканов северо-западного Шпицбергена были установлены четыре типа термических преобразований, которые, предположительно, отвечают докарельской, карельской, гренвильской и байкальской эпохам.

1.5 Возраст метаморфизма пород кристаллического фундамента Нью Фрисланда

Архипелаг Шпицберген представляет собой «коллаж» из разновозрастных террейнов, обладающих сложным гетерогенным строением. Нью Фрисланд, являясь самостоятельным тектоническим блоком, может быть рассмотрен обособлено от других. За последние три десятка лет исследователями было получено множество данных о возрасте пород, слагающих кристаллический фундамент, что определило рождение ряда гипотез о возрасте процессов метаморфизма. Данные предшественников позволили установить, что фундамент полуострова обладает многоэтапной историей формирования, в которой отражаются процессы разных эпох складчатости вплоть до современных сдвиговых дислокаций.

Однако, несмотря на большое число работ, посвященных изотопному датированию пород Нью Фрисланда, имеющиеся данные о возрасте кристаллического фундамента крайне неоднородны и не позволяют сделать однозначного вывода о стадийности его развития. В частности, датирование пород серии Моссель практически не находит отражение в опубликованных работах исследователей в связи с отсутствием закартированных магматических тел в её составе.

Одна из наиболее древних возрастных оценок была получена по циркону из кварцевых монцонитов, слагающих интрузивное тело в северо-западной части Нью Фрисланда, близ озера Феммильшое (Hellman et al., 2001). Интрузия приурочена к нижним слоям свиты Бангенхук, однако, прямой контакт с вмещающими породами авторами установлен не был. В работе приводятся результаты, полученные классическим U-Pb (TIMS) и SIMS методами датирования. В первом случае, возраст циркона составил 2764 ± 33 млн лет в верхней точке пересечения дискордии и 1207 ± 290 млн лет – в нижней. Во втором, верхнее значение – 2709 ± 28 млн лет, нижнее не рассматривается в связи с большой погрешностью. По мнению авторов, наиболее объективная возрастная оценка кварцевых монцонитов составляет 2709 ± 28 млн лет.

Противоречивым на этом фоне выглядит палеопротерозойский возраст, установленный U-Pb методом по циркону из пород свиты Эсколабреен (Balashov et.al., 1993). Пробы были отобраны в районе ледника с Штубендорфбреен. Циркон выделен из серых гранат-амфиболсодержащих гнейсов. В результате исследования была получена дискордия с верхним пересечением $2,415 \pm 34$ млн лет и нижним – 624 ± 68 млн лет (СКВО = 6.9). В работе отмечается присутствие двух генераций циркона в изученных образцах, данные по одной из которых не были представлены в виду сложностей с интерпретацией полученных результатов. Значение $2,415 \pm 34$ млн лет относится к прозрачным окатанным зёрнам циркона коричнево-жёлтого цвета. Авторы интерпретируют полученный возраст, как возраст кристаллизации метаморфогенного циркона, в виду отсутствия признаков, характерных для детритовых зерен, полагая, что данная оценка возраста метаморфизма относится и к свите Смутстбреен. При этом экстраполировать данный результат на вышележащие породы группы Харкербреен не целесообразно, в связи с резким контактом свит.

В других исследованиях (Johansson, Gee, 1999) установленный возраст магматической кристаллизации циркона из трёх образцов гранито-гнейсов свиты Эсколабреен составил 1749 ± 18 , 1748 ± 21 и ~ 1770 млн лет по верхнему пересечению и 350-400 млн лет по нижнему. Схожий возраст был получен в более поздней публикации (Johansson, 2011) по гранитоидам этой же серии. Оценка возраста кристаллизации составила 1738 ± 15 млн лет, возраст наложенного метаморфизма – 385 ± 51 млн лет.

В другой публикации (Larionov et.al., 1995), где также изучались породы свиты Эсколабреен, каменным материалом послужили граниты (гранито-гнейсы) из согласно залегающих 5-метровых толщ, отобранные в северной и южной частях ледниковой долины Штубендорфбреен, а также вмещающие их гнейсы. Оценка возраста U-Pb методом по циркону из гранито-гнейсов составила 1766 ± 10 млн лет, и, интерпретируется авторами как возраст магматической кристаллизации пород. По нижнему пересечению дискордии полученная возрастная оценка – 404 ± 8 млн лет (СКВО=2.8). В этих же породах авторами исследовался титанит, возраст кристаллизации которого сопоставим с возрастом наложенных изменений, фиксирующихся по циркону, и составляет ~ 400 млн лет. Во вмещающих гнейсах также находят отражение карельские и каледонские события. Породы включают в себя две генерации циркона. Первая, отличающаяся окатанной овальной формой зерен, была исследована в предшествующей работе (Balashov, et al., 1993). Призматические кристаллы второй генерации кристаллизовались вовремя тектонотермального события, повлекшего образование магматических пород ($1771 + 80 / - 70$ млн лет). Каледонский возраст установлен по нижнему пересечению дискордии и составляет $379 + 87 / - 91$ млн лет, СКВО=36.

Зафиксированное в статье (Larionov et al. 1995) магматическое событие верхнекарельского возраста (KR_2) отмечено и в других публикациях. В работе (Gee et al., 1992) приводятся результаты U-Pb датирования циркона из гранито-гнейсов свиты Харкербреен, отобранных в северной части полуострова (Verlegenhuksflya), и гранитоподобных аплитов свиты Бангенхук (южное побережье озера Феммильшоен, Brencollen). Авторами был получен ряд результатов, колеблющихся в широком интервале, общий возраст циркона по верхнему пересечению составил 1778 ± 30 млн лет, возраст метаморфизма $330-300 \pm 50$ млн лет

Позднее была опубликована статья (Johansson et al., 1995), где отражены результаты дополнительных исследований пород свиты Бангенхук, проводимых с целью установить, отражают ли полученные датировки (Gee et al., 1992) возраст магматических тел всей толщи. Каменным материалом послужили образцы гранодиоритов, гранитов и гранито-гнейсов, в частности из аплитовых даек, отобранные по всему периметру полуострова. В результате U-Pb датирования циркона из шести образцов пород свиты Бангенхук и одного – Полхейм, установлен общий, верхнекарельский ($1720-1770$ млн лет), возраст магматизма. Для наименее измененных образцов характерны более древние возрастные оценки $1750-1765$ млн лет. Наиболее молодому возрасту отвечают гранито-гнейсы ($1720-1725$ млн лет), что можно интерпретировать как более позднее сближенное магматическое событие или результат наложенных изменений, повлекших «омоложение» изотопной системы. Авторы оставляют этот вопрос открытым. В работе отмечено, что полученные данные по всем образцам дискордантны и отличаются высоким значением СКВО, нижнее пересечение дискордии ($150-275$ млн лет) отвечает мезозою (MZ) или поздней перми (P_2-P_3), что не соответствует U-Pb возрасту метаморфизма сингенетичного титанита (~ 410 млн лет). По циркону из этих же пород проводилась оценка Rb-Sr изотопной системы, это позволило получить эрохрону с омоложенным возрастом 1650 млн лет, что типично для Фенноскандинавского щита и свекофенского орогена, а Sm-Nd – установить единую природу и близкий возраст изученных образцов (1850 ± 310 млн лет).

Данные карельского возраста, полученные исследователями (Гавриленко, Каменский, 1993), представляют интерес в связи со спецификой изученного объекта. В работе исследована дайка гипербазитового состава, расположенная на границе серий Моссель и Атомфьелла, прорывающая породы исключительно последней. Пироксениты, перидотиты и гарцбургиты, слагающие дайку, были подвержены более поздним интенсивным метаморфическим преобразованиям. Таким образом, исходная оливин-пироксеновая минеральная ассоциация сохранилась лишь в ядре интрузивного тела. Сходный метаморфизм перетерпели и породы серии Моссель, в составе которой отсутствуют интрузивные тела. Возраст определялся K-Ar изохронным методом по породам в целом и по отдельным минералам, в частности,

новообразованным биотиту и роговой обманке. Оценка возраста по валовому составу неизмененных перидотитов и оливину составила 1870 ± 52 млн лет (СКВО = 8.11). Авторы полагают, что возраст пород дайки и пород серии Атомфьелла близки, внедрение интрузии произошло до формирования вулканитов и осадков серии Моссель. Контакт двух серий был подвержен тепловому воздействию и сдвиговым деформациям в каледонское время. Об этом свидетельствуют результаты К-Аг датирования новообразованных минералов (Vt, Nb) из вмещающих пород экзоконтакта дайки. Полученная возрастная оценка составила 469 ± 1.1 млн лет (СКВО = 0.554; $N=10$), что, предположительно, является возрастом кристаллизации этих минералов (Гавриленко, Каменский, 1993).

В более поздней работе (Сироткин, Евдокимов, 2020) приводятся данные U-Pb датирования пород того же гипербазитового комплекса. По данным авторов этой работы он представлен серией линзовидных тел, хотя ранее (Гавриленко, Каменский, 1993) рассматривался как «единая дайка гипербазитов значительной протяженности». Авторы более поздней работы выделяют два типа циркона в гипербазитах. Первый тип – «магматический», отличается зональным строением зёрен, что в ряде случаев дает дискордантные данные. Второй тип определен как «метаморфогенно-метасоматический», характеризующийся гомогенностью зерен. Согласно полученным результатам датирования циркона первого типа, краевые, центральные и промежуточные зоны кристаллов дают большой разброс возрастных оценок, колеблющихся в интервале 1698-1017 млн лет. Четыре точки обеспечивают компактный кластер, соответствующий возрасту 1471 ± 13 млн лет. Оценка возраста, полученная по зёрнам второго типа, составила 430 ± 7 млн лет – это на данный момент единственный конкордантный каледонский возраст по циркону. Кроме того, в статье приводятся результаты датирования циркона из метагабброидов, слагающих силлы в пределах свит Бангенхук и Риттерварнет. Породы всех интрузивных тел подвержены наложенному метаморфизму. В одной из проб возрастная оценка составила 2725 ± 15 млн лет, что интерпретируется как возраст вещества, захваченного материнской магмой габброидов при внедрении в толщу вмещающих пород. По циркону из другой пробы оцененный возраст составил 1350 ± 11 млн лет. Также в пробах установлен циркон (1752 ± 25 млн лет), предположительно захваченный метагабброидами из прорванных ими гранитоидов.

Среди исследований последних лет можно отметить работу (Bazarnik et al., 2019). В ней датировался циркон из ортопород и метатуфов свит Бангенхук и Вассфарет (Nordbreen Nappe). Полученный возраст составил 1761 ± 4 млн лет и 1373 ± 4 млн лет соответственно.

Период в геохронологической истории Нью Фрисланда, занимающий положение между карельской (палеопротерозойской) и гренвильской (нижнерифеской) эпохами, по мнению некоторых авторов (Гавриленко и др., 2004), является временем формирования серии Моссель.

Возраст этой серии получен U-Pb методом по циркону из биотитовых гнейсов свиты Флоен, реконструируемых как кислые метавулканиты и кварцевые порфиры. Положение метавулканитов в разрезе серии Моссель авторами не определено. В результате исследований было выделено три морфотипа циркона, по которым получены дискордантные возраста; нижние значения отвечают потерям свинца. По первым двум морфотипам оценка в совокупности составила 1057 ± 9 млн лет (СКВО = 1.2), по третьему – 1294 ± 42 млн лет. В соответствии с полученными данными, нижняя граница возраста пород серии Моссель древнее или равна ~ 1300 млн лет, верхний предел возраста, определенный по кварцевым порфирам – 1057 млн лет.

Согласно другим исследованиям (Larionov et al., 1998, Костева, Ларионов, 2022), самый молодой возраст детритового циркона из слюдяных кварцитов и сланцев серии Моссель составляет ~ 960 млн лет. В породах установлены и более древние зерна (1.20-1.30, 1.35-1.55 и 1.60-1.75 млрд лет), наиболее часто встречающиеся результаты отвечают гренвильской эпохе, единичные – карельской. Таким образом, процесс седиментации протолита серии Моссель протекал позднее 960 млн лет. Для циркона характерны каймы, отличающиеся малой шириной, что затрудняет оценку их возраста (0.46-0.90 млн лет).

Изучение метаморфических минералов пород Нью Фрисланда, как уже было отмечено выше (Гавриленко, Каменский, 1993, Larionov et al., 1995, Сироткин, Евдокимов, 2020), позволило получить ряд возрастов, отвечающих каледонской эпохе складчатости. Первые оценки возраста пород серии Атомфьелла были получены K-Ar методом рядом авторов и затем представлены в обобщающей работе (Gayet et al., 1966). Результаты отражают возраст биотита из слюдяных сланцев и гнейсов (420-435 млн лет), а также породы целиком (365 млн лет).

В более поздней работе (Gee, Page, 1994) исследование амфибола и мусковита из гранат-слюдяных сланцев и амфиболитов свит Риттерварнет и Харкербреен показало, что породы серии Атомфьелла перетерпели декомпрессию и остывание в промежутке 425-412 млн лет. Единичный результат Ar-Ar датирования мусковита из полевошпат-слюдяного сланца свиты Флоен составил 415 ± 4 млн лет.

В докладах, выполненных на съездах Минералогического общества Польши (Bazarnik et al. 2014, 2016), приводятся результаты оценки возраста монацита из пород серий Моссель и Атомфьелла, полученные методом химического электронно-зондового датирования. Свиты Риттерварнет и Флоен, характеризуются близким возрастом метаморфизма (420-400 млн лет), при этом в исследовании упоминается и более древний монацит с возрастом 460-450 млн лет, слагающий ядра кристаллов и отличающийся колеблющимся содержанием иттрия. Близкий возраст (447 ± 5 млн лет) также был получен для одного из образцов свиты Риттерварнет в работе (Gee, Page, 1994).

Каледонский возраст также установлен по гранитоидам Ньютентоппен, слагающим интрузивное тело в пределах серии Лумфьорд (Tebekov et al., 1996). Возраст, полученный Rb-Sr методом по валовому составу пород, – 432 ± 10 млн лет, U-Pb методом по циркону – 420 млн лет. Ранее (Hamilton et al., 1962) по этому объекту были получены более молодые возрастные оценки K-Ar методом по валовому составу породы (385-406 млн лет) и Rb-Sr методом по биотиту (~401-402 млн лет). Авторы, сопоставляя результаты, относят эти возраста к периоду охлаждения породы.

1.6 Выводы по главе 1

В пределах полуострова Нью Фрисланд прослеживаются две крупные геологические структуры – антиклинорий Западного Нью Фрисланда и Хинлопенский синклинорий. Центральной структурой антиклинория является меридиональная антиклиналь Атомфьелла.

В геологическом строении Нью Фрисланда ключевую роль играют породы двух серий – Атомфьелла (PR₁) и Моссель (PR₂). Серия Атомфьелла является вулканогенно-осадочной, она сложена слюдяными гнейсами, плагиогнейсами, амфиболитами, кварцитами, кальцифирами и мраморами. Общая мощность толщи составляет 8000 м. Контакт с вышележащей метаосадочной серией Моссель – тектонический, нижняя граница пород не установлена. Серия Моссель сложена метапелитовыми сланцами, слюдяными гнейсами, кварцитами; в разрезе отсутствуют тела амфиболитов, общая мощность отложений составляет 3800 м. Выше по разрезу залегает серия Лумфьорд, относящаяся к породам осадочного чехла, в её нижних слоях также встречаются кварциты и сланцы, отличающиеся значительно меньшей интенсивностью проявленных процессов метаморфизма.

Условия метаморфизма пород серий Атомфьелла и Моссель отвечают амфиболитовой фации. В состав парагенезисов, характерных для метаморфических пород, входят гранат, кианит, ставролит, более редкий силлиманит. Оценки пиковой температуры метаморфизма, полученные предшественниками с помощью ряда минеральных геотермометров (Перчук, Рябчиков, 1976; Ferry, Spear, 1978; Graham, Powell, 1984) составляют: для серии Атомфьелла ~700 °С, для серии Моссель 650-700 °С. Оценки давлений, рассчитанные с помощью минеральных геобарометров (Перчук, Рябчиков, 1976; Holdaway et al., 1997; Gerya, Perchuk, 1992), заключены в интервалах: от 3-6 до 7-8 кбар (серия Атомфьелла) и ~5.5-7 кбар (серия Моссель). На высокотемпературные породы были наложены более поздние изменения, по температурным условиям отвечающие фации зеленых сланцев.

Датирование магматических пород, входящих в состав серии Атомфьелла, U-Pb методом по циркону показало, что большинство возрастных оценок попадает в интервал 1780-1720 млн лет, что соответствует верхнекарельскому событию. Оценки возраста в основном

получены по верхнему пересечению дискордии и интерпретируются авторами как время магматической кристаллизации пород. Меньшее число возрастных оценок указывает на более древние (2710 млн лет) и более молодые (~1700-1000, 1350, 1373 млн лет) магматические события. Возрастные оценки, полученные по нижнему пересечению дискордии, укладываются преимущественно в интервал 410-370 млн лет и интерпретируются как возраст метаморфизма. К этому интервалу примыкает единственная конкордантная возрастная оценка, полученная по циркону – 430 ± 7 млн лет. Кроме того, на каледонское время метаморфизма указывают оценки возраста пород и минералов (биотита, роговой обманки), полученные К-Аг методом (470-420 млн лет) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (415 млн лет), а также результаты Th-U-Pb датирования монацита (460-400 млн лет). Каледонский возраст имеют гранитоиды Ньютентоппен (432-420 млн лет).

Датирование пород серии Моссель ограничено результатами изучения циркона из биотитовых гнейсов свиты Флоен. Наиболее молодой возраст детритового циркона здесь составляет ~960 млн лет, что вероятно определяет нижнюю возрастную границу образования осадочной толщи.

ГЛАВА 2 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач был использован комплекс современных методов изучения состава пород и минералов, методов изотопного датирования, методов оценки условий минералообразования и физико-химического моделирования минеральных парагенезисов.

2.1 Методы исследования состава пород и минералов

Для микроскопического исследования минерального состава пород всей коллекции (24 образца) использовался кристаллооптический метод. Исследования выполнялись в учебной петрографической лаборатории кафедры минералогии, кристаллографии петрографии Горного университета с помощью поляризационного микроскопа марки Leica DM750P.

Валовый химический состав пород определялся для шести образцов (3912-3а, 3912-3б, 4072-2, 4143-1, 4032-1, 3885-1) рентгеноспектральным флуоресцентным анализом на рентгеновском спектрометре ARL 9800 ф. ARL (Институт Карпинского, аналитики Б.А. Цимошенко, В.Н. Кириллов).

Состав породообразующих минералов анализировался при помощи электронного сканирующего микроскопа JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.0 нА, диаметр области возбуждения 2 мкм, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Стандартные образцы: Si, Mg, Fe – оливин, Al – керсутит, Ca – диопсид, Na – жадеит, K – ортоклаз, Mn – спессартин, оксиды и металлы.

Исследование акцессорной минерализации проводилось с помощью электронного сканирующего микроскопа JSM-6460LV с вольфрамовым катодом в режимах SEI и COMPO с системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy (Санкт-Петербургский Горный университет, аналитик И.М. Гембицкая). Монацит дополнительно изучался на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 и электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JXA-8230 с тремя волнодисперсионными спектрометрами в ИГГД РАН (аналитик О.Л. Галанкина). Условия съемки на микроанализаторе Jeol JXA-8230: ускоряющее напряжение 20кВ, ток зонда 20нА, сфокусированный пучок. Поправки на матричные эффекты рассчитывались методом ZAF из программного обеспечения прибора. Для калибровки использованы стандартные образцы состава: Ce – CeB₆, Ca, P – F-апатит, La – LaB₆, Pr – PrB₆, Nd – NdB₆, Sm – SmP₅O₁₄, Th – ThO₂, U - UO₂, Y – Y-гранат, Si – санидин.

2.2 Методы изотопного и химического датирования

Возраст метаморфических парагенезисов, слагающих изученные породы, определялся Rb-Sr и Sm-Nd методами. Изотопные отношения в породах и минералах измерялись методом изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON (ИГГД РАН, аналитик Е.С. Богомолов). Ошибка измерения составляла: для отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0.5 отн. %, для отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – 0.01 отн. %, для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.003 отн. %. С целью избирательного извлечения включений, содержащихся в мономинеральных фракциях граната и характеризующихся низким Sm/Nd отношением, применялся метод сернокислотного выщелачивания (Anczkiewicz, Thirlwall, 2003). Расчет возрастных оценок выполнялся с помощью программы Isoplot, версия 3.75 (Ludwig, 2012).

Определение возраста монацита – одного из характерных акцессориев изученных пород – осуществлялось в прозрачно-полированных шлифах методом химического Th-U-Pb изохронного датирования (**C**hemical Th-U-total Pb **I**sochron **M**ethod, CHIME) акцессорных минералов (Suzuki, Adachi, 1991; Suzuki et al., 1991; Вотяков и др., 2012; Williams et al., 2017; Ning et al., 2019; Макеев и др., 2020). Исследования проводились в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA–8200 с 5-ю волновыми спектрометрами (аналитик С.Е. Борисовский). Режим съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда на цилиндре Фарадея 150 нА. Анализ проводился расширенным зондом (диаметром 6–8 мкм), чтобы избежать разрушения изучаемой поверхности. Более подробно методика анализа описана в работе (Макеев и др., 2020). В соответствии с работой (Suzuki, Kato, 2008), с помощью отношения $(\text{Ca} + \text{Si})/(\text{Th} + \text{U} + \text{Pb} + \text{S})$ оценивалась степень согласованности рассчитанных возрастов. Было выполнено 37 анализов для 19 зерен монацита из образца 3912-3а и 21 анализ 15 зерен монацита из образца 3885-1 на следующие компоненты: Ce_2O_3 , La_2O_3 , Pr_2O_3 , Nd_2O_3 , Sm_2O_3 , Y_2O_3 , CaO , ThO_2 , UO_2 , P_2O_5 , SiO_2 , PbO , FeO , MnO , SO_3 , K_2O . Европий и более тяжелые редкоземельные элементы не анализировались; определения содержаний SO_3 и K_2O проводились для контроля, так как при высоких концентрациях эти компоненты могут влиять на правильность рассчитанного возраста. Для вычисления возраста использовалась компьютерная программа (Kato et al., 1999), размещенная на сайте Центра хронологических исследований Нагойского университета, Япония (www.nendai.nagoya-u.ac.jp/gsd/CHIME/). Входными данными для расчетов служили содержания ThO_2 , UO_2 , PbO . По результатам расчетов строились изохроны. Также для оценки возраста метаморфических событий строились изохронные диаграммы в координатах Th/Pb – U/Pb по методике, изложенной в работе (Cocherie, Albarède, 2001).

2.3 Методы минеральной термобарометрии

Для оценки условий метаморфизма был использован комплекс современных минеральных термобарометров.

Пиковая температура метаморфизма оценивалась с помощью гранат-биотитового геотермометра, описывающего перераспределение феррических компонентов между гранатом и биотитом на фоне роста температуры согласно обменной реакции (1)



Для оценки давления использовались минеральные термобарометры, основанные на реакциях смещенного равновесия (2-4)



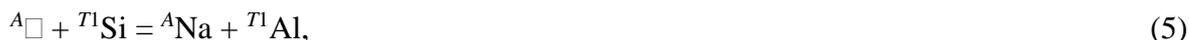
которые описывают перераспределение кальция между гранатом и плагиоклазом при повышении давления. Современные версии упомянутых геотермометров и геобарометров хорошо термодинамически обоснованы, построены на базе экспериментальных и природных данных, учитывают неидеальность твердых растворов граната, биотита и плагиоклаза (Holdaway, 2000, 2001; Kaneko, Miyano, 2004; Wu et al., 2004; Wu, Zhao, 2006; Гульбин, 2010, и ссылки в этих работах). Область применения геобарометра GASP ограничена парагенезисами, содержащими какой-либо ортосиликат алюминия, геобарометра GRIPS – парагенезисами с ильменитом и рутилом.

Дополнительно применялись эмпирические «Ti-в-биотите» и «Ti-в-мусковите» геотермометры (Henry et al., 2005, Wu, Chen, 2015), учитывающие температурные зависимости содержания примеси титана в слюдах.

Для ряда метапелитовых сланцев были получены оценки давления с помощью фенгитового геобарометра (Caddick, Thompson, 2008, Камзолкин и др., 2015, Massonne, Schreyer 1987), который учитывает вариации содержания Si, Fe и Mg в светлых слюдах, обусловленные чермаковским замещением $\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}} = \text{Si} + (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$. Согласно экспериментам (Massonne, Schreyer, 1987), в области пониженных температур и повышенных давлений мусковит обогащен высококремнистым (селадонитовым) миналом. Основанное на этих экспериментах уравнение фенгитового термобарометра откалибровано для парагенезиса Ms–Phl–Kfs–Qz и в случае вхождения фенгитовой слюды в другие ассоциации позволяет оценить нижний предел давления (Massonne, Schreyer, 1987). Более поздние версии термобарометра учитывают данные физико-химического моделирования минеральных парагенезисов в метапелитах (Caddick,

Thompson, 2008) и результаты эмпирического обобщения термобарических зависимостей состава природного и синтетического фенгита (Комзолкин, 2015).

Для амфибол-биотитовых гнейсов были использованы минеральные термобарометры, учитывающие вариации состава кальциевого амфибола. Одним из них является амфибол-плагиоклазовый геотермометр, в основу которого положена реакция смещенного равновесия, описывающая появление все более глиноземистого амфибола в породах, содержащих кварц и плагиоклаз, при увеличении температуры. В структуре амфибола этой реакции соответствует чермаковское замещение вида (5)



где \Box – вакансия. Для вывода уравнения геотермометра использованы экспериментальные данные и представления о неидеальности твердых растворов амфибола и плагиоклаза (Holland, Blundy, 1994). Примерно на тех же основаниях, что и амфибол-плагиоклазовый геотермометр, построен эмпирический амфибол-плагиоклазовый термобарометр, учитывающий вариации Al/Si отношения в амфиболе и сосуществующем с ним плагиоклазе в зависимости от давления (Molina et al., 2015).

К числу главных минералов амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов относится гранат. Поэтому еще один подход к термобарометрии таких пород состоит в использовании гранат-амфиболового геотермометра, основанного на реакции обмена фермическими компонентами между гранатом и роговой обманкой, и гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевого термобарометра, базирующегося на реакции смещенного равновесия, в ходе которой (на фоне повышения давления) плагиоклаз замещается кальциевым гранатом, а высвобождающийся при этом алюминий идет на образование глиноземистого амфибола. Уравнения термобарометров откалиброваны на основе природных образцов метабазитов и учитывают неидеальность твердых растворов минералов (Graham, Powell, 1984; Kohn, Spear, 1990).

Температура формирования поздней минеральной ассоциации, наблюдающейся в изученных образцах, была оценена с помощью хлоритовой термометрии (de Caritat et al., 1993, Lanari et al., 2014). Эмпирической основой хлоритового геотермометра является закономерный рост содержания Al^{IV} в хлорите при увеличении температуры. Более строгий подход к решению задачи требует использования калибровочных уравнений, построенных на основе минеральных реакций с участием ди- и триоктаэдрических компонентов твердого раствора хлорита. В настоящей работе использовано одно из таких уравнений, описывающее температурную зависимость реакции $2\text{Cln} + 3\text{Sud} = 4\text{Ame} + 7\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$ и построенное в предположении, что $\Sigma\text{Fe} = \text{Fe}^{2+}$ (Lanary et al., 2014).

2.4 Методы физико-химического моделирования процессов метаморфизма

Для реконструкции P - T траекторий метаморфизма использовался метод изохимических диаграмм. Расчеты выполнялись с помощью программы Theriak/Domino (de Capitani, Petrakakis, 2010) на основе базы внутренне согласованных термодинамических данных tcdb55c2d (Holland, Powell, 1998, с обновлениями) и моделей активностей компонентов тройного раствора полевых шпатов (Baldwin et al., 2005), четверных растворов граната (White et al., 2007) и светлой слюды (Coggon, Holland, 2002), твердых растворов биотита (White et al., 2007), хлоритоида (Mahar et al., 1997; White et al., 2000), ильменита (идеальный раствор), ставролита, хлорита (Holland, Powell, 1998), амфиболов (Diener et al., 2007), моноклинных пироксенов (Holland, Powell, 1996), минералов группы эпидота (Holland, Powell, 1998). Альбит, кварц, рутил, титанит, лавсонит, пренит, пумпеллит, вайрацит, кальцит рассматривались в качестве чистых фаз (конечных членов изоморфных серий). Моделирование выполнялось в системе MnNCKFMASH ($\text{MnO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2$) при условии избытка воды в системе. Учитывая присутствие в составе известковых сланцев кальцита, моделирование равновесных парагенезисов для этих пород выполнялось в 11-ти компонентной системе (+ CO_2). Содержание CO_2 задавалось с учетом реакций, контролирующих вхождение в состав парагенезисов титансодержащих минералов и эпидота, таким образом, чтобы достигалось наилучшее соответствие между природными и модельными парагенезисами. P - T траектории строились с учетом данных по зональности граната, а также наблюдаемых вариаций состава плагиоклаза и мусковита. Входными данными для расчетов служили валовые химические анализы горных пород.

2.5 Выводы по главе 2

В работе использован комплекс современных методов, позволяющих охарактеризовать минеральный состав изученных пород и состав слагающих эти породы минералов, определить абсолютный возраст минеральных парагенезисов, оценить условия метаморфизма и построить P - T траектории.

ГЛАВА 3 ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

В рамках подготовки кандидатской диссертации была исследована коллекция, включающая 24 представительных образца пород двух серий: Атомфьелла и Моссель. Перечень всех пород коллекции приводится в Приложении В. Точки отбора образцов отмечены на карте (Рисунок 3). Обозначения минералов в работе даны по Whitney, Evans, 2010.

Из коллекции были выбраны 6 наиболее типичных образцов для детального изучения и реконструкции *P-T* параметров метаморфизма. Изученные породы по химическому (Приложение Г) и минеральному составам разделяются на три группы: 1) метапелитовые сланцы, сложенные Ms–Bt–Grt–Pl (\pm Ky, St) ассоциацией, 2) известковые сланцы, в состав которых дополнительно входят кальцит, скаполит, клиноцоизит, титанит и калиевый полевой шпат, 3) амфибол-биотитовые гнейсы (Bt–Hbl–Grt–Pl). Метапелиты характеризуются умеренным содержанием кремнезема (SiO_2 56-62 мас. %), повышенным – глинозема (Al_2O_3 18-21 мас. %) и низким содержанием оксида кальция (CaO 0.9-1.8 мас. %). Известковые сланцы и биотит-амфиболовый плагиогнейс – умеренным содержанием кремнезема (SiO_2 56-58 мас. %) и глинозема (Al_2O_3 15-17 мас. %), повышенным – оксида кальция (CaO 2.3-5.2 мас. %). Содержание суммы щелочных компонентов в породах обеих группах умеренное ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 4.7-5.8 мас. %).

На AFM диаграмме (Thompson, 1957), широко применяемой для изображения составов метаморфических пород, обогащенных Al_2O_3 ¹, составы изученных метапелитовых сланцев (обр. 3912-3а, 4032, 3885) располагаются выше конноды альмандин – умеренноглиноземистый хлорит, в области умеренно-глиноземистых пород (вблизи точки «среднего пелита»). Составы известковых сланцев (обр. 3912-3б, 4072) отличаются пониженным содержанием параметра $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O}$ (Рисунок 4). Для реконструкции первичного состава пород, была использована диаграмма А.А. Предовского (1980), которая хорошо зарекомендовала себя при изучении петрохимических особенностей метаморфических пород (Сироткин, Евдокимов, 2011). На этой диаграмме изученные метапелиты попадают в поле глинистых пород, известковые сланцы и биотит-амфиболовый плагиогнейс – в поля мелановакк и граувакк соответственно (Рисунок 5).

¹ АСF диаграмма Томпсона, наряду с АСF и АКF диаграммами Эскола, относится к категории диаграмм, известных в литературе под названием диаграмм «состав-парагенезис» (Доливо-Добровольский, 2000) или «хемографических» диаграмм (Bucher, Grapes, 2011; Winter, 2014).

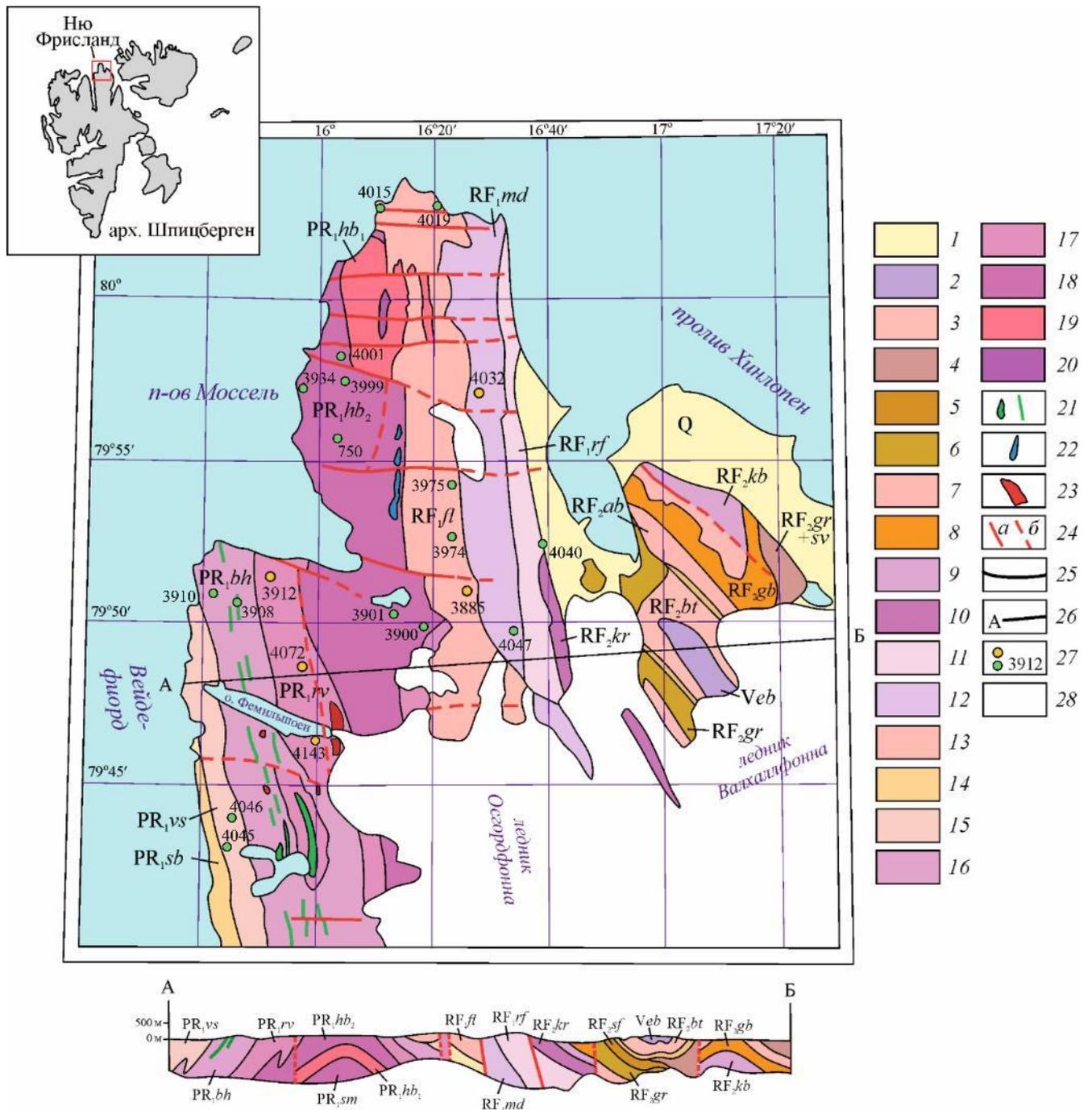


Рисунок 3 – Геологическая карта-схема полуострова Нью Фрисланд, северная часть (ГДП-100, 2016, с упрощениями), с нанесенными точками отбора изученных образцов пород

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – серия Полярисбреен, свита Эльбобреен (*Veb*; песчаники, аргиллиты), 3–6 – серия Лумфьорд: 3 – свита Балкундтоппен (RF_{2bt} ; известняки, доломиты), 4 – свиты Груздевреен и Сванбергфьеллет нерасчлененные (RF_{2gr+sv} ; доломиты, известняки), 5 – свита Сванбергфьеллет (RF_{2sf} ; известняки, доломиты), 6 – свита Груздевреен (RF_{2gr} ; известняки, доломиты); 7–10 – серия Ветеранен: 7 – свита Оксфордбреен (RF_{2ab} ; аргиллиты, алевролиты), 8 – свита Глазгобреен (RF_{2gb} ; кварцито-песчаники, алевролиты), 9 – свита Кингбреен (RF_{2kb} ; аргиллиты, алевролиты), 10 – свита Кортбреен (RF_{2kr} ; кварцито-песчаники); 11–13 – серия Моссель: 11 – свита Розенфьелла (RF_{1rf} ; хлорит-серицитовые и биотит-мусковитовые сланцы), 12 – свита Моссельдален (RF_{1md} ; биотит-мусковитовые сланцы с

гранатом, микрогнейсы, мраморы, кварциты), 13 – свита Флоен (RF_{1fl} ; двуслюдяные гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кварциты); 14–20 – серия Атомфьелла: 14 – свита Сёрбреен (PR_{1sb} ; кварциты, амфиболиты), 15 – свита Вассфарет (PR_{1vs} ; плагиогнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, амфиболиты), 16 – свита Бангенхук (PR_{1bh} ; гнейсы, амфиболиты), 17 – свита Риттерватнет (PR_{1rv} ; гнейсы, амфиболиты, мраморы, кристаллические сланцы), 18 – свита Харкербреен, верхняя подсвита (PR_{1hb_2} ; кварциты, кварцито-гнейсы, амфиболиты), 19 – свита Харкербреен, нижняя подсвита (PR_{1hb_1} ; гнейсы, амфиболиты), 20 – свита Смутсрбреен (PR_{1sm} ; кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы); магматические образования: 21 – метагабброиды (силлы, штоки) vRF_2 , 22 – ультрабазиты ΣRF_1 , 23 – анатектические граниты γPR_1 ; 24 – тектонические нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б); 25 – геологические границы; 26 – линия геологического разреза; 27 – точки отбора образцов: жёлтые – отобраны для построения P-T траекторий, зелёные – изучены в шлифах; 28 – ледниковый покров.

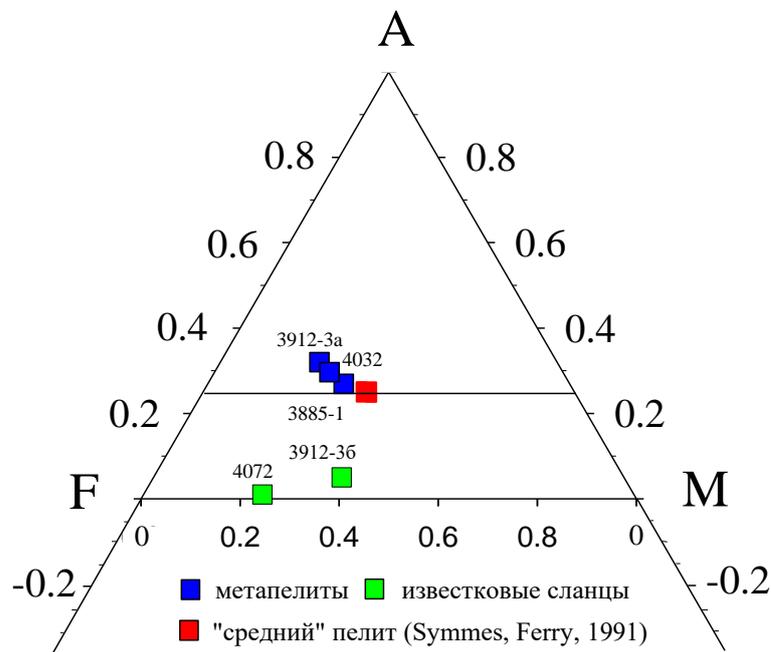


Рисунок 4 – AFM диаграмма А.Б. Томпсона (Thompson, 1957) (проекция АКФМ тетраэдра на плоскость АФМ из точки мусковита) для валовых составов изученных пород

$A = Al_2O_3 - 3K_2O$; $F = FeO$; $M = MgO$. Линия на графике соответствует конноде альмандин – умеренноглиноземистый хлорит ($A = 0.25$).

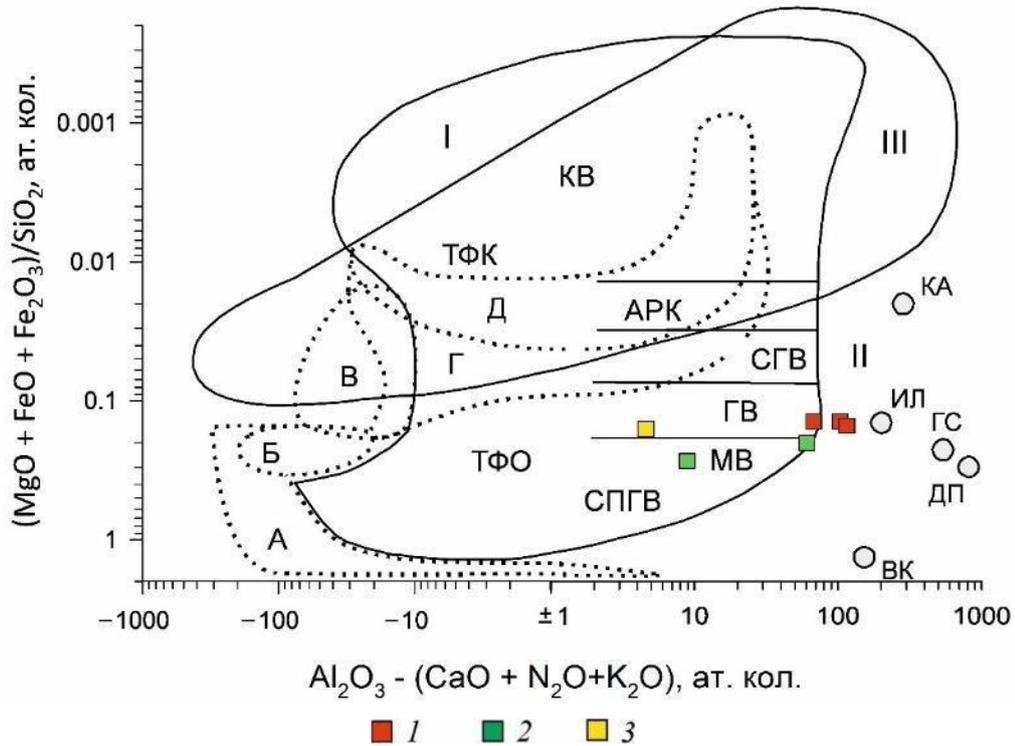


Рисунок 5 – Диаграмма А.А. Предовского (1980)

Поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород (границы — сплошные линии): I — обломочных осадочных и смешанных (АРК — аркозы, СГВ — субграувакки, ГВ — граувакки, МВ — мелановакки, ТФК — туфы с кислым и средним материалом, ТФО — туфы с основным и ультраосновным материалом, СПГВ — смешанные продукты глубокого выветривания основных и ультраосновных пород), II — пелитов (КА — каолинит, ИЛ — гидрослюда, ГС — гиббсит, ДП — диаспор, ВК — вермикулит), III — хемогенных силицитов. Поля изверженных пород (границы — точечный пунктир): А — ультраосновных, Б — основных, В — щелочных, Г — средних и умеренно кислых, Д — кислых. 1-3 — составы изученных пород (1 — метапелиты, 2 — известковые сланцы, 3 — биотит-амфиболовый гнейс).

3.1 Серия Атомфьелла

Образец 3912-3а, метапелитовый сланец.

Петрография. Количественный минеральный состав (%): кварц 35-40, мусковит 40-35, гранат 12-14, биотит 4-5, плагиоклаз 4-3, ильменит 2-1, хлорит 2-1, турмалин 1, кианит, калиевый полевой шпат, углеродистое вещество <1. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом, монацитом-(Ce), алланитом-(Ce) и гидроксилбастнезитом-(Ce).

Порода характеризуется сланцеватой текстурой и порфиробластовой структурой за счет более крупных (до 4–5 мм) кристаллов граната, погруженных в гранолепидобластовый мелкозернистый матрикс (Рисунок 6). В состав последнего входят изометричные зерна кварца и плагиоклаза размером 0.3-0.5 мм, пластинчатые кристаллы мусковита размером до 1 мм по

удлинению, более мелкие (<0.5 мм) чешуйки биотита и редкие мелкие выделения кианита. Пластинки мусковита образуют струйчатые агрегаты, в межпластинчатых интерстициях которых расположено углеродистое вещество. С биотитом ассоциируют мелкие (до 0.2 мм) изометричные зерна ильменита, изредка – линзовидные агрегаты чешуек хлорита.

Гранат наблюдается в виде порфиробластов с S-образными цепочками включений кварца и других минералов матрикса (плагиоклаза, биотита, мусковита, ильменита). Ильменит часто находится в сростании с рутилом, который образует короткопризматические кристаллы размером 30-70 мкм; подобные сростки отмечаются и в матриксе. Порфиробласты облекаются слюдястым агрегатом, что свидетельствует о синтектоническом характере порфиробластеза.

Поздняя минерализация представлена линзовидными агрегатами хлорита и серицитизированного плагиоклаза в матриксе, микропрожилками хлорит-альбит-калишпатового состава с пластинчатыми выделениями углеродистого вещества, которые рассекают гранат (Рисунок 7), и каемками гидроксилбастнезита-(Ce) вокруг кристаллов алланита.

Химический состав минералов. По данным микронзондового анализа плагиоклаз из матрикса представлен олигоклазом и характеризуется зональностью (Рисунок 8): от центра к краям его зерен содержание мольной доли анортитового минала возрастает от 0.14 до 0.23. На отдельных участках зерна плагиоклаза подвержены поздней альбитизации. Состав плагиоклаза из включений в гранате варьирует от олигоклаза (An_{20}) до андезина (An_{32-34}).

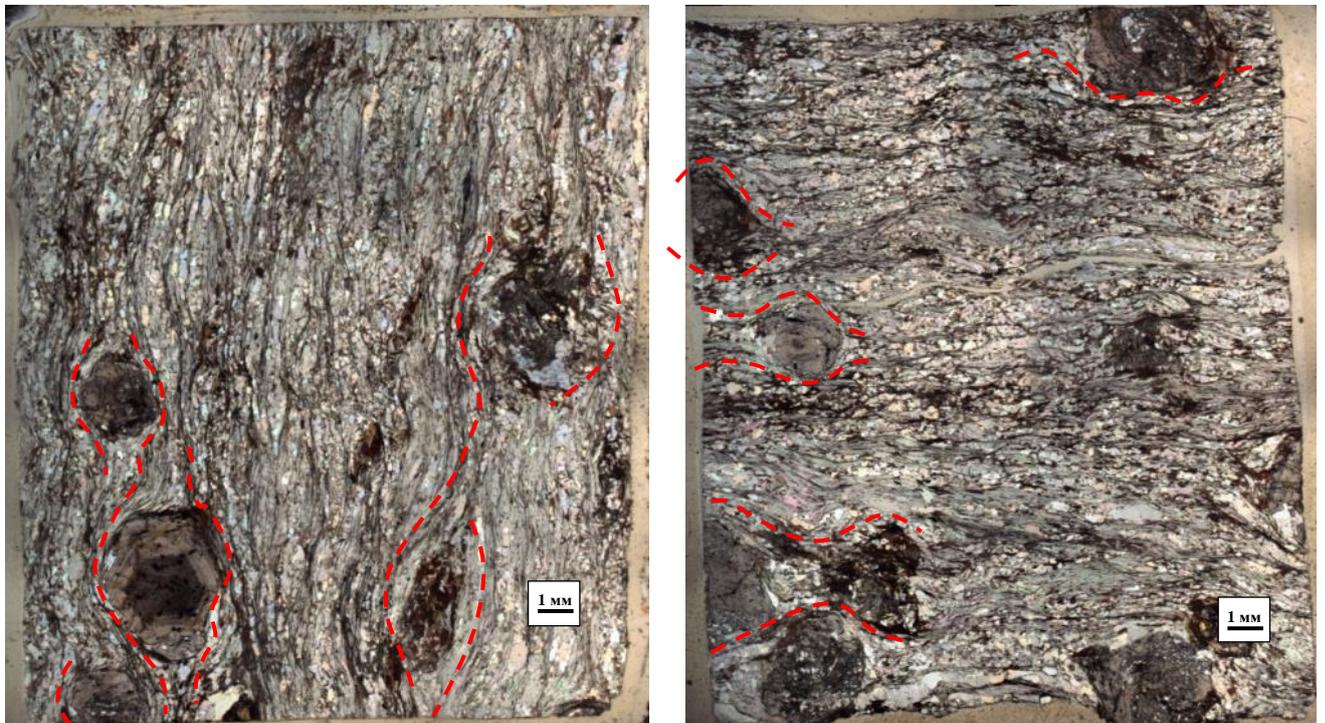


Рисунок 6 – Порфиробласты граната в кварц-слюдном матриксе. Образец 3912-3а, серия Атомфьелла. Изображения в проходящем свете без анализатора

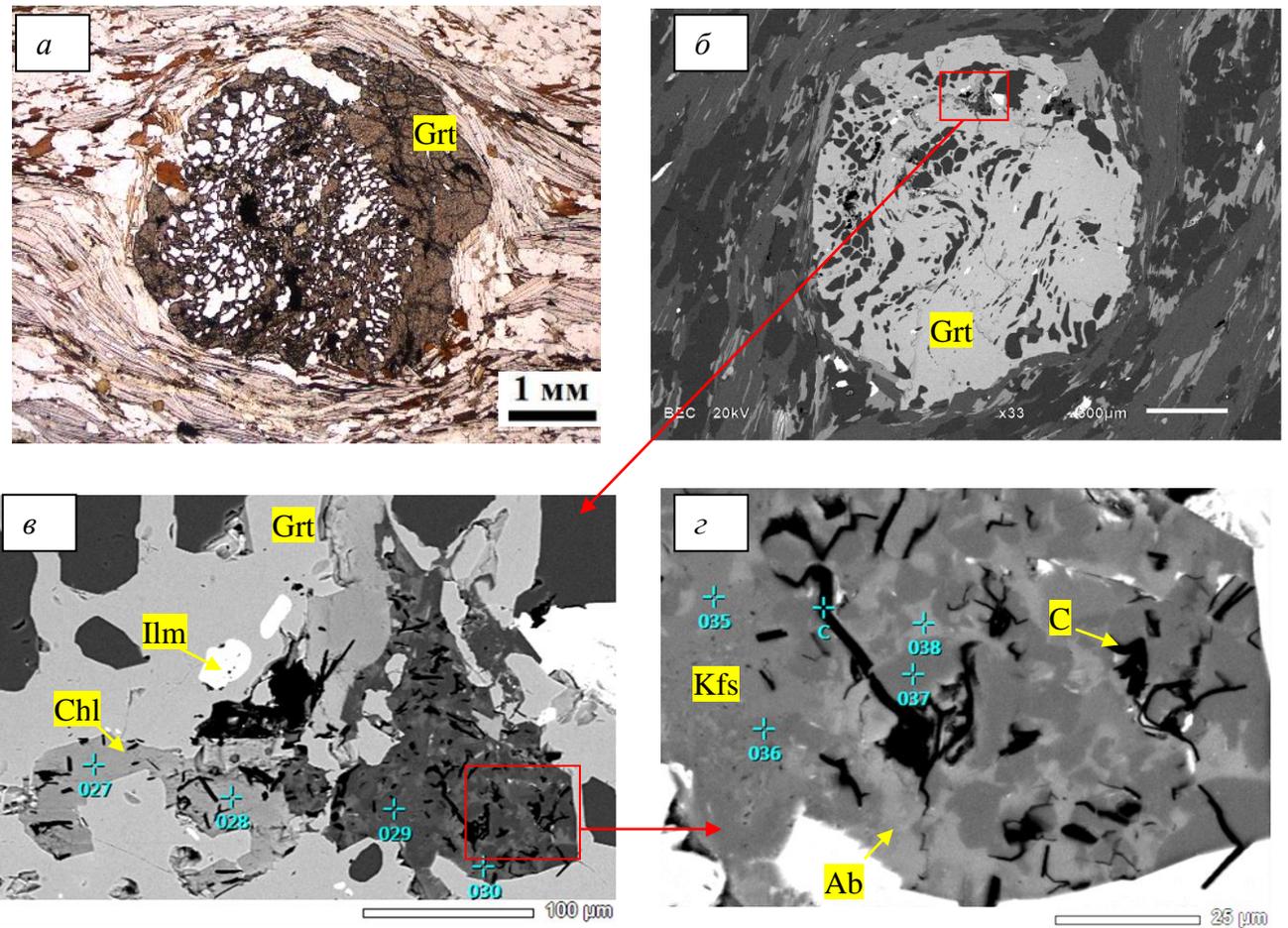


Рисунок 7 – Облекаемые кварц-плагиоклаз-слюдистым агрегатом кристаллы граната с S-образными цепочками включений (а, б) и микропрожилками хлоритового и альбит-кальциевого состава (в), содержащими пластинчатые выделения углеродистого вещества (г). Образец 3912-3а, серия Атомфьелла. Изображение в проходящем свете без анализатора (а), изображения в отраженных электронах (б-г)

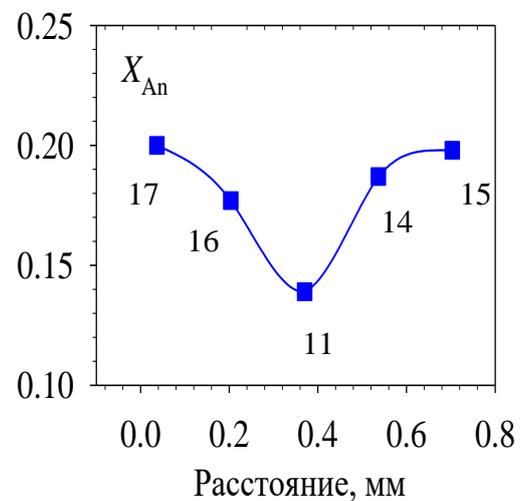
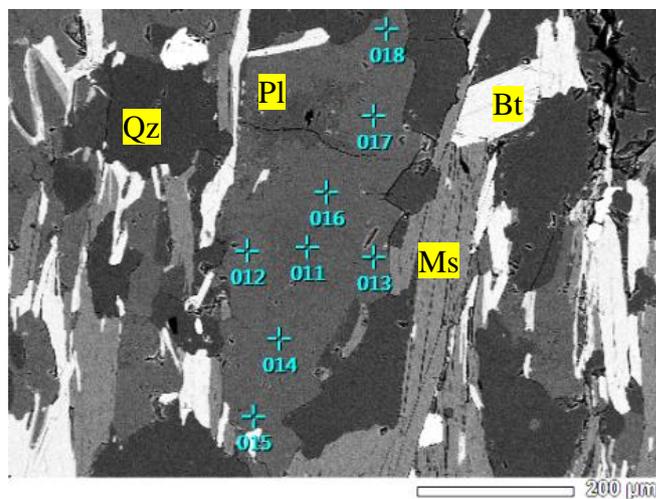


Рисунок 8 – Кристалл плагиоклаза с точками анализа и концентрационный профиль.

Метапелитовый сланец 3912-3а, серия Атомфьелла. Изображение в отраженных
электронах

Состав мусковита описывается в рамках четверной системы мусковит–парагонит–Mg-селадонит–Fe-селадонит (Keller et al., 2005). Содержание кремния в светлой слюде изменяется от 2.98-3.11 коэффициента в формуле (к.ф.) (включения в гранате) до 3.04-3.17 к.ф. (матрикс). С увеличением кремнистости $Si/(Si+Al)$ в мусковите возрастают содержания TiO_2 (до 1.1 мас.%), MgO (до 1.6 мас.%) и уменьшается содержание FeO (от 1.6 до 1.2 мас.%) ($O=11$). Биотит отличается умеренной магниальностью $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ (0.42-0.50), повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 19-20 мас.%, Al 1.7-1.8 к.ф.) и повышенным содержанием TiO_2 (2.0-3.3 мас.%).

Гранат обогащен Grs миналом (X_{Ca} 0.12-0.14). Он характеризуется прямой зональностью (Рисунок 9): от центра к краям порфирибластов увеличивается мольная доля Ru минала, снижаются мольные доли Sps и Alm миналов (центр кристаллов: X_{Fe} 0.80-0.81, X_{Mn} 0.05-0.06, X_{Mg} 0.04-0.05; край кристаллов: X_{Fe} 0.74-0.75, $X_{Mn} < 0.01$, X_{Mg} 0.14-0.16).

Хлорит отличается повышенной железистостью $Fe\# = Fe/(Mg+Fe)$ (0.68-0.89) и пониженным содержанием кремния 2.5-2.7 к.ф. На диаграмме М.Хея (Heu, 1954) он попадает в поле рипидолита. Содержание Al в хлорите повышено (2.7-2.9 к.ф.) при близких соотношениях Al^{IV} и Al^{VI} . Степень заполнения октаэдрических позиций (R^{VI}) составляет 5.8-6.0 к.ф.

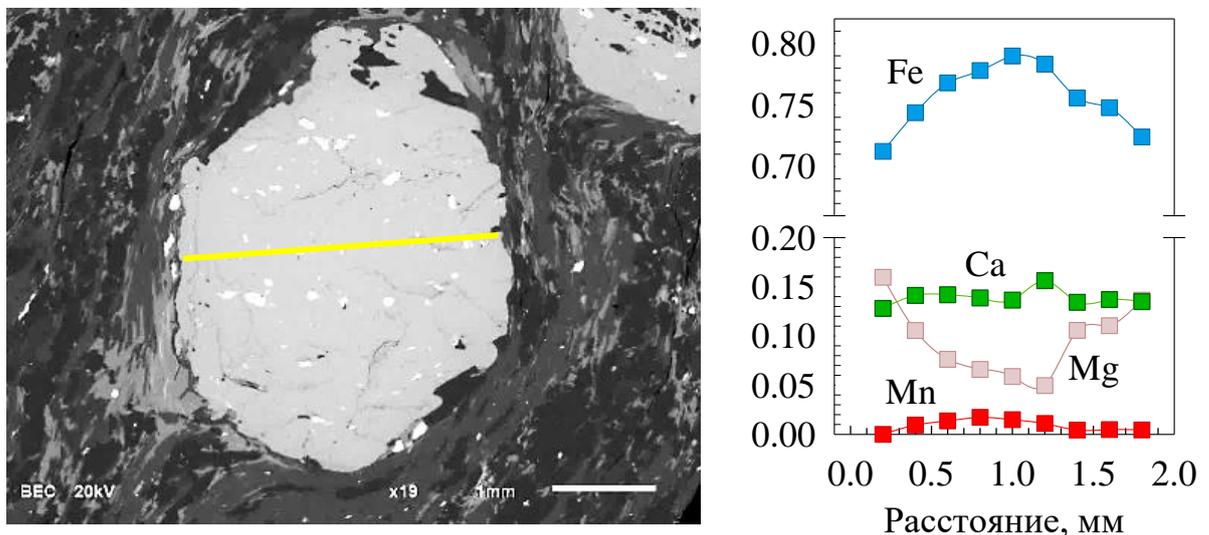


Рисунок 9 – График зональности граната из метапелитового сланца 3912-3а, серия Атомфьелла.

По оси ординат отложены мольные доли алмандинового, пиропового, спессартинового и гроссулярового миналов. Желтые линии на фотографиях – микрозондовые профили.

Изображение в отраженных электронах.

Образец 3912-3б, известковый сланец.

Петрография. Количественный минеральный состав (%): кварц 15-20, калиевый полевой шпат 20-15, мусковит+серицит 20-15, биотит 15-10, кальцит 11-8, гранат 7-10, скаполит 5-10, плагиоклаз 4-7, хлорит 2-4, титанит 1, клиноцоизит, эпидот, ильменит, рутил <1. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, алланитом-(Ce), сульфидами железа.

Порода отличается тонкополосчатым строением (Рисунок 10), выраженным в чередовании линзовидных прослоев, сложенных мелкозернистыми агрегатами зерен кварца и серицита (замещающего плагиоклаз) и более крупнозернистыми агрегатами зерен калиевого полевого шпата, кальцита и скаполита. Для скаполита характерны монокристалльные выделения неправильной формы размером до 1-2 мм, рассеченные нитевидными прожилками светлой слюды и кальцита (Рисунок 12, *a*). Сланцеватая текстура матрикса подчеркивается согласно ориентированными струйчатыми агрегатами пластинчатых кристаллов биотита. Их размер достигает 0.5-0.7 мм, нередко они находятся в тесном срастании с пластинками мусковита.

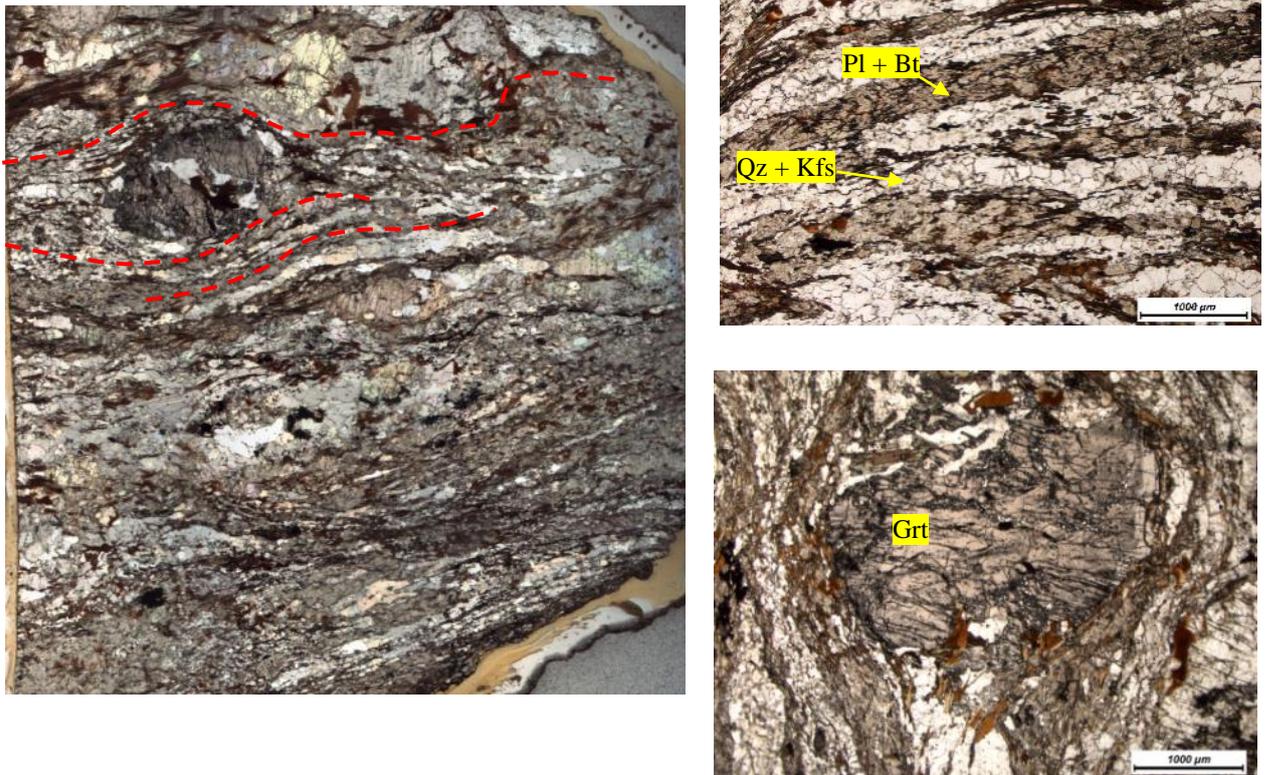


Рисунок 10 – Взаимоотношения минералов в известковом сланце, образец 3912-3б, серия Атомфелла. Изображения в проходящем свете без анализатора

Гранат представлен изометричными порфиробластами размером до 1 см, которые облекаются слоями матрикса, струйчатыми агрегатами биотита или заключены в линзовидную

«рубашку», состоящую из калиевого полевого шпата. Порфириобласты содержат многочисленные включения кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, ильменита и пересечены нитевидными хлоритовыми, кальцитовыми и эпидотовыми прожилками (Рисунок 11), содержащими полевой шпат и кальцит.

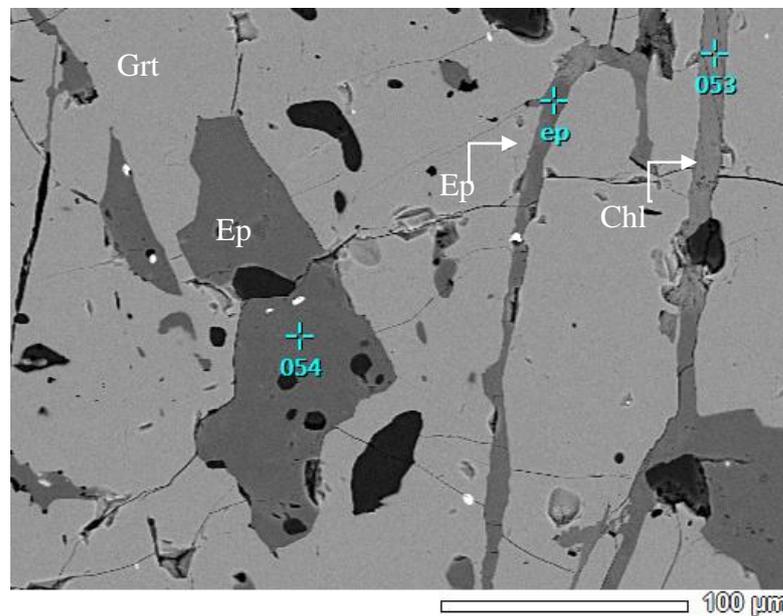


Рисунок 11 – Секции эпидотовые и хлоритовые прожилки в порфириобласте граната из известкового сланца 3912-36, серия Атомфьелла. Изображение в отраженных электронах

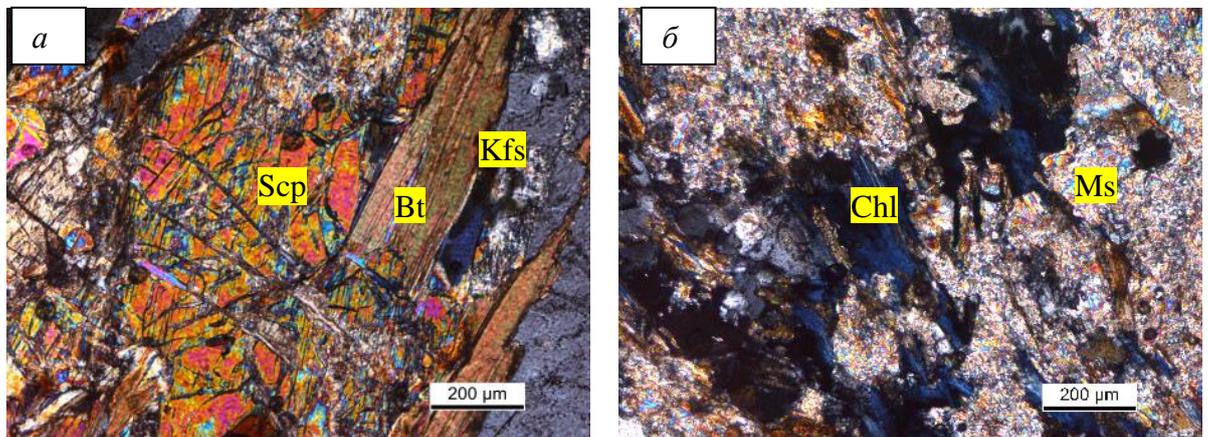


Рисунок 12 – Прожилки поздней ассоциации в матрице

a – скаполит, замещающий биотит, корродированный агрегатом мелкочешуйчатого мусковита и пересеченный нитевидными слюдяными прожилками; *б* – агрегат мелкочешуйчатого мусковита, замещающего плагиоклаз, пересеченный хлоритовыми прожилками. Образец известкового сланца 3912-36, серия Атомфьелла. Изображения в проходящем свете с анализатором

Характерной особенностью породы является широкое развитие поздней хлорит-мусковитовой ассоциации. Агрегаты мелкочешуйчатой слюды замещают плагиоклаз, биотит и скаполит и в свою очередь пересекаются микропрожилками хлорита (Рисунок 12, б).

Химический состав минералов. Плагиоклаз из включений в гранате представлен андезином-лабрадором (An_{42-52}), тогда как в матриксе наблюдается битовнит (An_{82}). Калиевый полевой шпат содержит примеси Na_2O (0.4-0.8 мас.%, X_{Na} 0.05-0.07) и BaO (до 1.7 мас.%). Кальцит – примеси FeO (до 2.6 мас.%), MgO (до 1.7 мас.%), MnO (до 1.9 мас.%).

Мусковит характеризуется повышенными содержаниями Si (3.06-3.16 к.ф.), Mg (до 0.11 к.ф.) и Fe (до 0.07 к.ф.) и низкими содержаниями титана ($TiO_2 < 0.1$ мас.%). Иногда в светлой слюде отмечается примесь BaO (до 1.9 мас.%). Биотит обладает пониженной глиноземистостью (Al_2O_3 16.1-17.0 мас.%), умеренной магниальностью ($Mg\#$ 0.39-0.54) и повышенным содержанием TiO_2 (2.9-3.4 мас.%).

Гранат обогащен гроссуляровым миналом (X_{Ca} 0.26-0.28) и демонстрирует прямую зональность (Рисунок 13) по железу, магнию и марганцу (центр кристаллов: X_{Fe} 0.63-0.64, X_{Mn} 0.06-0.07, X_{Mg} 0.04; край: X_{Fe} 0.60-0.61, X_{Mn} 0.04, X_{Mg} 0.09-0.10) (Akbarpuran Haiyati, 2019, Гульбин и др., 2023).

Скаполит по составу отвечает натровому мейониту (миццониту) $Ca_3NaAl_5Si_7O_{24}CO_3$ (Evans et al., 1969; Золотарев и др., 2003). Об этом свидетельствует усредненная химическая формула минерала ($n = 5$): $(Ca_{2.94-3.06}Na_{0.82-0.91})_{3.80-4.01}(Al_{5.11-4.99}Si_{6.90-7.01})_{12}O_{24}(CO_3)_{0.84-1.05}$.

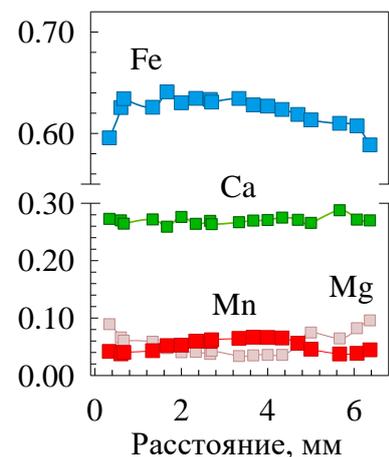


Рисунок 13 – График зональности граната из известкового сланца 3912-3а, серия Атомфелла

Образец 4072-2, известковый сланец.

Петрография. Количественный минеральный состав (%): кварц 25-30, мусковит+серицит 25-20, калиевый полевой шпат 10-15, биотит 9-10, гранат 8-9, кальцит 10-5, плагиоклаз 7-5,

хлорит 4-2, титанит 1-2, ильменит 1-2, эпидот, пренит <1. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, цирконом.

Порода характеризуется плейчатой текстурой и сложена линзовидными агрегатами биотита, серицитизированного плагиоклаза и пренита, которые чередуются с линзами гранобластового кварца и кальцита (Рисунок 14, *а, б*). Биотит часто находится в тонком срастании с мусковитом и частично замещен хлоритом (Рисунок 14, *в*). С биотитом пространственно ассоциированы ксеноморфные выделения калиевого полевого шпата (мезопертита) (Рисунок 15, *а-е*) и мелкие (0.1 мм) кристаллы эпидота призматического облика, ориентированные вдоль сланцеватости (Рисунок 14, *г*).

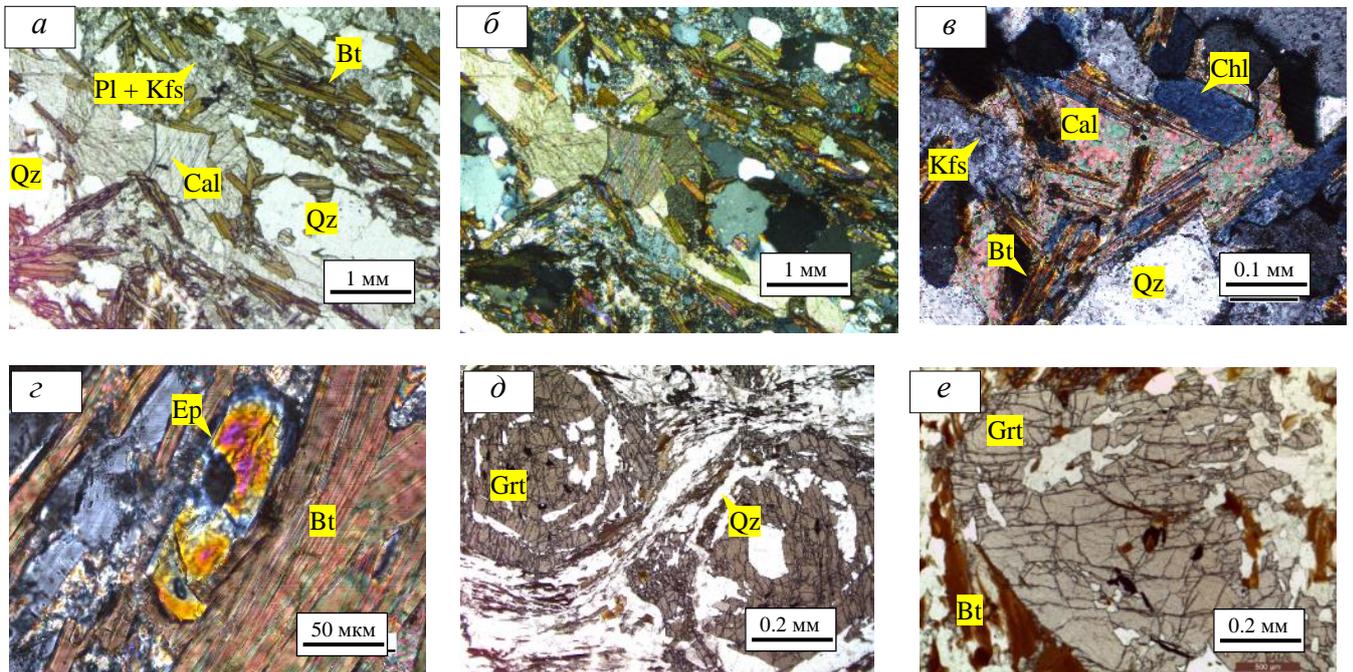


Рисунок 14 – Взаимоотношения минералов и зональность граната в известковом сланце. Обр. 4072-2, серия Атомфьелла. Изображения в проходящем свете без анализатора (*а, д*) и с анализатором (*б-г, е*)

а-б – линзы гранобластового кварца и кальцита в матриксе, сложенном биотитом, серицитизированным плагиоклазом и калиевым полевым шпатом; *в* – хлорит, частично замещающий биотит; *г* – кристалл эпидота в срастании с биотитом; *д-е* – порфиробласты граната.

Гранат образует крупные (до 5-7 мм) изометричные кристаллы, облекаемые пластинками биотита и обладающие концентрически-зональным строением, обусловленным развитием в краевых зонах порфиробластов дугообразных фрагментов, отделенных от их центральных частей кварцевыми прослоями (Рисунок 14, *д, е*). Часто в порфиробластах наблюдаются концентрические цепочки включений биотита, эпидота, ильменита.

В матрице рассеяны идиоморфные кристаллы титанита размером до 0.6 мм и варьирующиеся по размеру (0.1-0.5 мм) пластинчатые зерна ильменита. Нередко эти минералы образуют взаимные срастания.

Химический состав минералов. Плаггиоклаз по составу колеблется от андезина до битовнита (An_{49-81}). Калиевый полевой шпат содержит примесь Na_2O (0.7-0.9 мас.%). В кальците отмечаются примеси FeO (до 3.1 мас.%), MgO (до 1.3 мас.%), MnO (до 0.5 мас.%). Пренит представлен железосодержащей разновидностью (Fe_2O_3 3.5-7.7 мас. %) с усредненной формулой $Ca_{1.92-1.93}(Al_{0.89-0.90}Fe_{0.18-0.19})_{1.07-1.09}(Al_{1.02-0.98}Si_{2.98-3.02}O_{10})(OH)_2$ ($n = 2$).

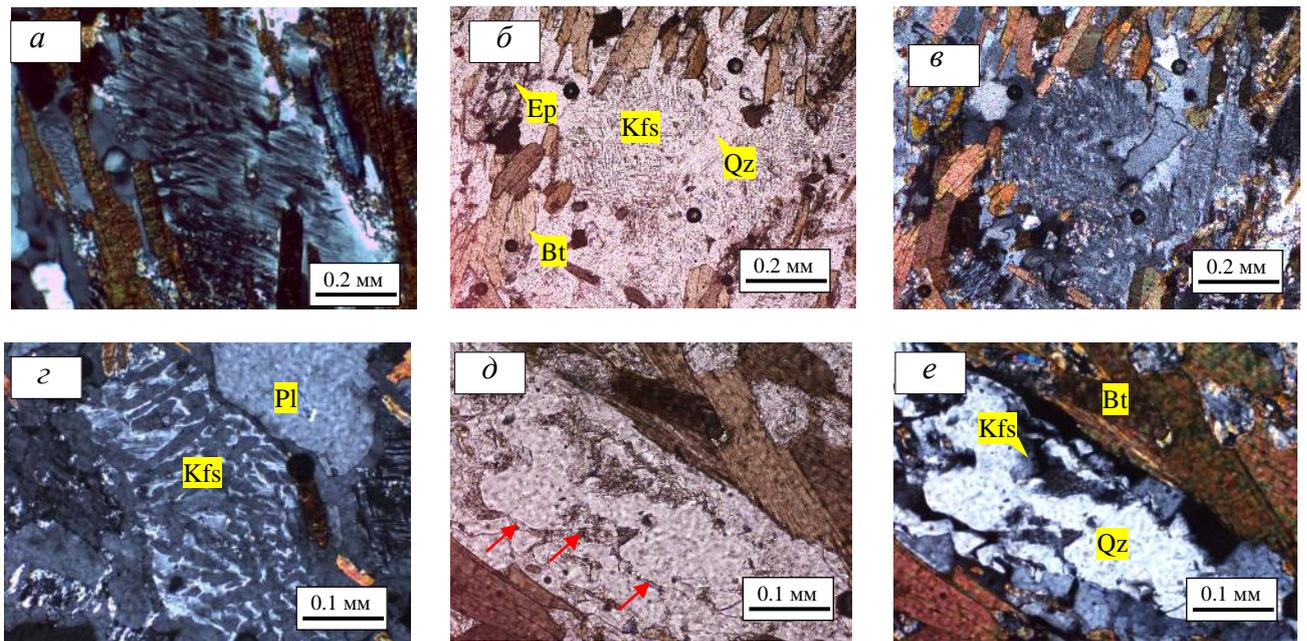


Рисунок 15 – Взаимоотношения минералов в известковом сланце 4072-2, серия Атомфьелла.

Изображения в проходящем свете без анализатора (б, д) и с анализатором (а, в, з, е)

a-e – ксеноморфные выделения калиевого полевого шпата. Красными стрелками на рисунке *д* показаны «заливы» и пленки калиевого полевого шпата между зернами кварца, служащие признаками частичного плавления породы (Крофорд, Холлистер, 1989; Holness et al., 2011)

Мусковит заметно обогащен кремнием (3.11-3.23 к. ф.), магнием (до 0.11 к. ф.) и железом (до 0.13 к. ф.). Биотит отличается пониженной глиноземистостью (Al_2O_3 15.2-16.0 мас.%), пониженной магниальностью ($Mg\#$ 0.31-0.33) и повышенным содержанием TiO_2 (4.1-4.7 мас.%).

Гранат обогащен гроссуляровым миналом, содержание которого растет от центра (X_{Ca} 0.22) к краю кристаллов (X_{Ca} 0.31), и характеризуется ростовой зональностью (Рисунок 16) по магнию и марганцу (центр кристаллов: X_{Mg} 0.04, X_{Mn} 0.04; край кристаллов: X_{Mg} 0.06, X_{Mn} 0.004).

Ильменит содержит примесь MnO (до 0.8 мас. %), магнетит – примеси TiO₂ (1.2 мас.%), V₂O₅ (1.2 мас.%), Cr₂O₃ (0.4 мас.%). В эпидоте рассчитанное содержание Fe³⁺ изменяется от 0.63 до 0.78 к.ф. (O=12.5). Часто кристаллы эпидота обладают зональностью за счет появления на их краях каемок, обедненных железом.

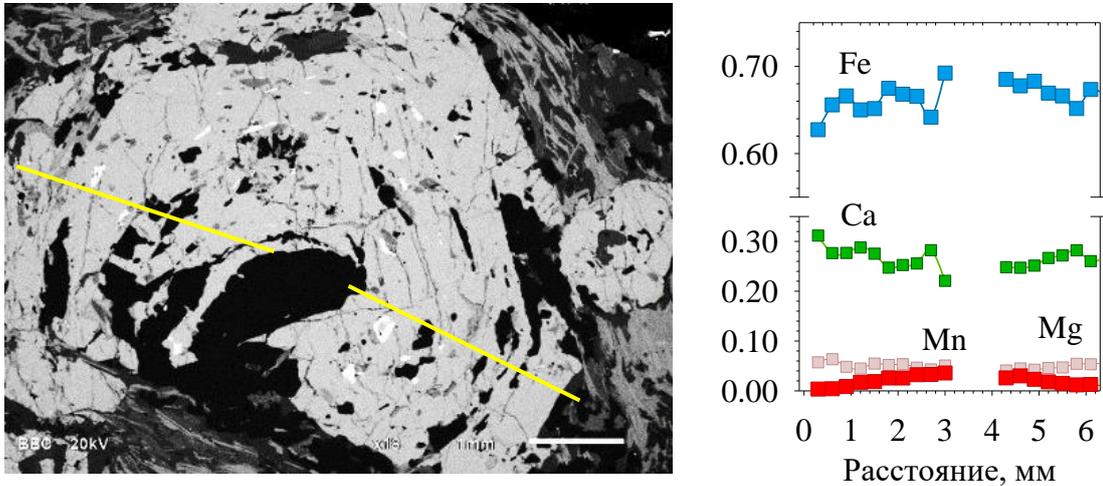


Рисунок 16 – График зональности граната из метапелитового сланца 3912-3а, серия Атомфьелла

Образец 4143-1, амфибол-биотитовый плагиогнейс.

Петрография. Количественный минеральный состав (%): кварц 35-40, плагиоклаз 25-20, биотит 15-20, роговая обманка 10-8, гранат 9-6, ильменит 4-3, эпидот 2-3, серицит, хлорит, апатит, рутил <1.

Порода характеризуется плейчатой текстурой и порфиробластовой структурой, обусловленной присутствием в мелкозернистом матриксе крупных (3-4 и более мм) порфиробластов граната и относительно мелких (до 1-2 мм) порфиробластов плагиоклаза (Рисунок 17, а-в). Плейчатая текстура сложена струйчатыми агрегатами темноцветных минералов, которые облекают порфиробласты и линзовидные скопления зерен гранобластового кварца. В этих агрегатах биотит образует пластинчатые кристаллы размером 0.3-0.4 мм, находящиеся в тесном срастании с более крупными (1-2 мм) пойкилобластовыми выделениями амфибола. Среди минералов матрикса также присутствуют: плагиоклаз (мелкие гранобластовые зерна с полисинтетическими двойниками, слабо серицитизированные), клиноцоизит (призматические кристаллы размером до 0.3-0.4 мм) и ильменит (неправильные зерна размером до 0.1-0.2 мм) (Рисунок 17, г).

Гранат образует пойкилобласты, содержащие множество включений зерен кварца и цепочки включений ильменита. По краям кристаллов и вдоль микротрещин он корродируется поздним агрегатом плагиоклаза, мелкочешуйчатого биотита, серицита и рудного минерала (Рисунок 17, е).

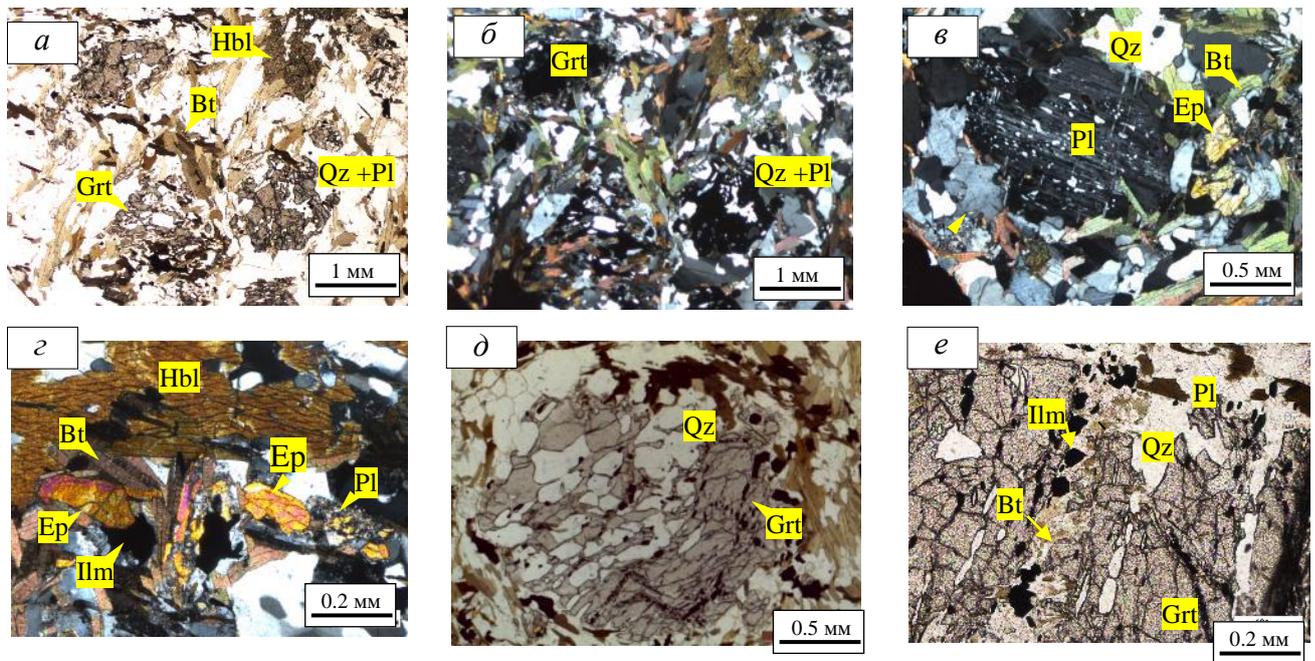


Рисунок 17 – Взаимоотношения минералов в амфибол-биотитовом гнейсе. Образец 4143-1, серия Атомфьелла. Изображения в проходящем свете без анализатора (*a, d, e*) и с анализатором (*b-c*)

a-b – порфиробласты граната и амфибола в кварц-плагиоклаз-биотитовом агрегате; *c* – порфиробласт плагиоклаза в кварц-плагиоклаз-эпидот-биотитовом агрегате; *d* – порфиробласт граната с цепочками зерен кварца и рудных минералов; *e* – биотит-серцит-ильменитовый прожилок, секущий гранат.

Химический состав минералов. Плагиоклаз из матрикса представлен андезин-лабрадором (An_{38-53}), в ряде зёрен присутствует пятнистая зональность – некоторые их участки сложены олигоклазом (An_{24-26}).

Биотит демонстрирует умеренную магнезиальность ($Mg\#$ 0.48-0.53), пониженную глиноземистость (Al_2O_3 15-16 мас.%, Al 1.35-1.45 к.ф.) и характеризуется повышенным содержанием TiO_2 (2.77-3.65 мас.%). Амфибол представлен магнезиочермакитом (Leake et al., 1997), с магнезиальностью $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 0.50-0.60.

Для граната характерно зональное (Рисунок 18) распределение магния и железа (края X_{Mg} 0.13-0.16, X_{Fe} 0.63-0.64, центр X_{Mg} 0.09-0.10 X_{Fe} 0.69-0.70), повышенное содержание кальция (X_{Ca} 0.17-0.20) и пониженное – марганца ($X_{Mn} < 0.02$).

Ильменит из матрикса характеризуется наличием примеси марганца до 4 мас.% ($X_{Mn} < 0.09$). Включения ильменита в порфиробластах граната отличаются наличием примеси как марганца (до 0.1 мас.%), так и магния (до 0.7 мас.%). В рутиле отмечается примесь FeO (до 1.2 мас.%). Клиноцоизит характеризуется содержанием железа от 0.44 до 0.50 к.ф. ($O=12.5$). Для эпидота рассчитанное содержание трёхвалентного железа составляет 0.50-0.56 к.ф. ($O = 12.5$). В составе алланита-(Ce) содержание ΣREE варьирует в пределах 0.7-1.1 к.ф., Ce – 0.34-0.46 к.ф.

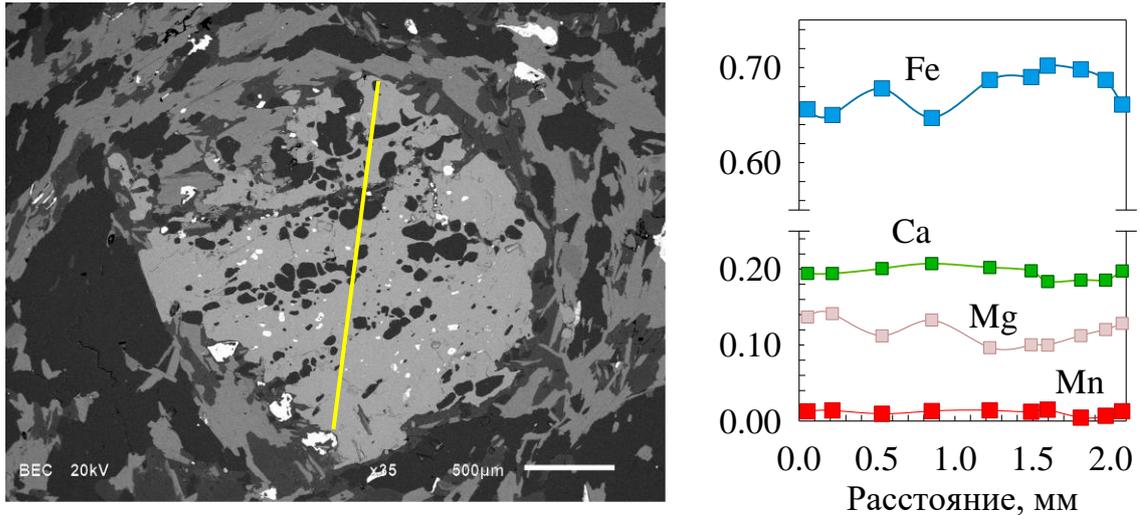


Рисунок 18 – График зональности граната из амфибол-биотитового гнейса 4143-1, серия Атомфьелла

3.2 Серия Моссель

Образец 4032-1, метапелитовый сланец.

Петрография. Количественный минеральный состав (%): кварц 35-40, мусковит 30-25, биотит 22-20, гранат 10-11, ильменит 2-3, хлорит 1, рутил <1. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом-(Ce) и сульфидами.

Порода характеризуется плейчатой текстурой и сложена линзовидными прослоями кварц-плагиоклазового состава, чередующимися со струйчатыми агрегатами пластинок мусковита и биотита (Рисунок 19, а), которые облекают крупные (до 1 см) порфиробласты граната. К интерстициям пластинок слюды приурочены многочисленные удлиненные выделения ильменита и рутила размером до 50-100 мкм (Рисунок 19, в). Местами по биотиту развивается хлорит.

Порфиробласты граната имеют идиоморфные или более сложные S-образные очертания с цепочками включений ильменита и рутила, повторяющими рисунок сланцеватости. Местами порфиробласты заключены в кварцевую «рубашку»; на этих участках вместо прямолинейных границ у порфиробластов появляются краевые зоны сетчатого строения. На участках развития позднего хлорита гранат рассечен нитевидными хлоритовыми прожилками, которые ориентированы под углом к сланцеватости (Рисунок 19, г-е).

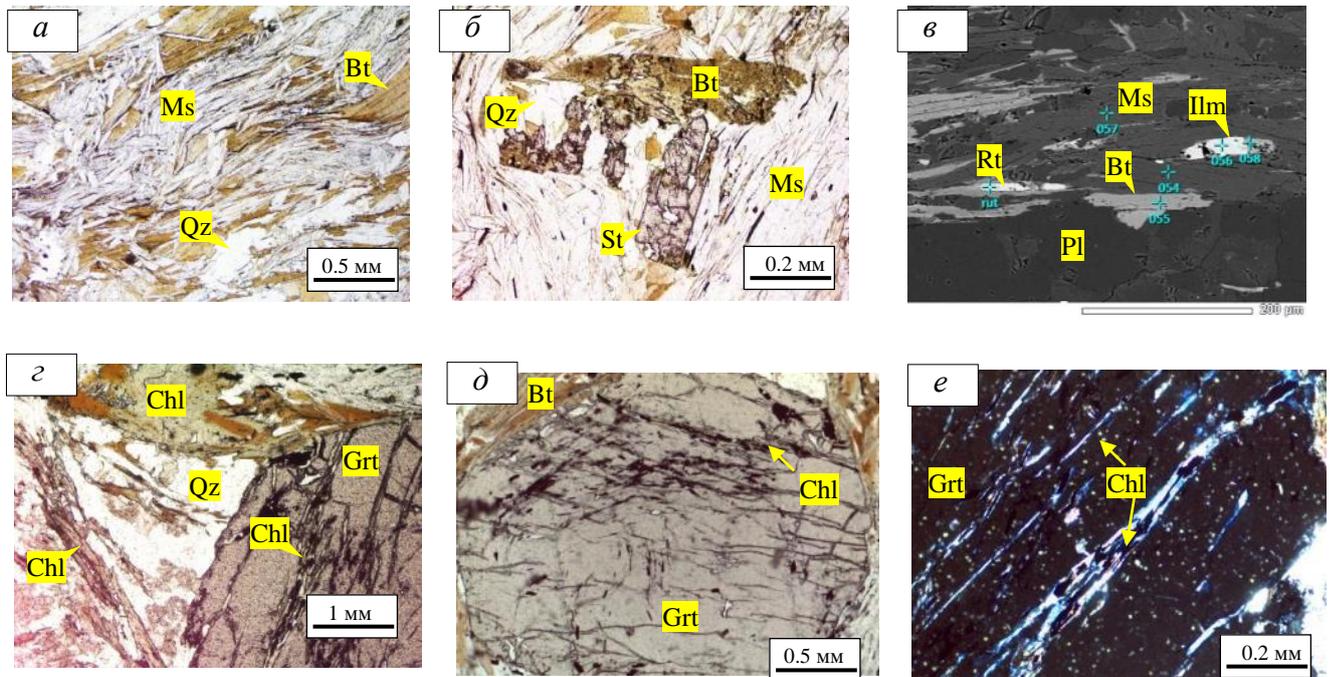


Рисунок 19 – Взаимоотношения минералов в метапелитовых сланцах. Обр. 3885, 4032-1, серия Моссель. Изображения в проходящем свете без анализатора (*a, б, г, д*) и в отраженных электронах (*в*)

a – биотит-мусковитовый агрегат с плейчатой текстурой; *б* – кристалл ставролита в кварц-плагиоклаз-слюдистом матриксе; *в* – пластинчатые выделения ильменита и рутила в интерстициях слюдистого агрегата; *г-е* – хлорит, замещающий биотит и в виде нитевидных прожилков пересекающий гранат.

Химический состав минералов. Плагиоклаз представлен олигоклазом (An_{14-17}) и на отдельных участках подвержен поздней альбитизации.

Мусковит отличается повышенным содержанием натрия (Na_2O 1.6-2.1 мас. %; Na 0.18-0.25 к.ф.) и титана (TiO_2 0.21-0.41 мас. %) при близком к стехиометрическому или повышенном содержании кремния (3.01-3.12 к.ф.). Содержания селадонитового и Fe-селадонитового минералов в светлой слюде не превышают 0.11 и 0.07 к.ф. соответственно. Биотит характеризуется умеренной магниальностью ($Mg\#$ 0.43-0.51), повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 18.9-19.3 мас.%) и пониженной титанистостью (TiO_2 1.2-1.6 мас.%).

Гранат обогащен гроссуляровым минералом: в центральных зонах порфиробластов мольная доля кальция составляет 0.20-0.23, в краевых зонах она уменьшается до 0.06-0.09. Одновременно кристаллы граната обладают прямой зональностью по магнию и марганцу (центр кристаллов: X_{Mg} 0.03-0.04, X_{Mn} 0.03; край кристаллов: X_{Mg} 0.10, X_{Mn} <0.01) (Рисунок 20).

Ильменит имеет состав близкий к теоретическому. Содержание примеси MnO в нем не превышает 0.4 мас.%. Монацит характеризуется преобладанием Ce (0.40 к.ф.) над прочими

редкоземельными элементами (Nd 0.29, La 0.20, Pr 0.04, Sm 0.03 к.ф.) и содержит примесь ThO_2 (5.1 мас.%).

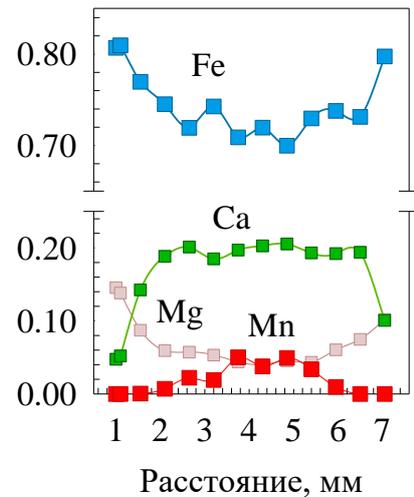
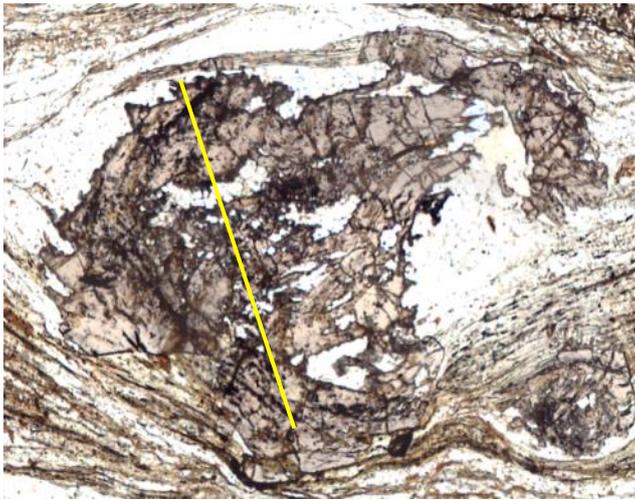


Рисунок 20 – График зональности граната из метапелитового сланца 4032-1, серия Моссель

Образец 3885-1, метапелитовый сланец.

Петрография. Количественный минеральный состав (%): кварц 25-30, мусковит 40-35, биотит 15-20, гранат 9-7, плагиоклаз 8-5, ставролит 1-2, ильменит 2-1, рутил, углеродистое вещество <1. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом.

Порода характеризуется плейчатой текстурой и сложена волнообразно-изогнутыми агрегатами пластинок мусковита и биотита, чередующимися с линзовидными прослоями кварц-плагиоклазового состава (Рисунок 21, а, б). В межзеренных интерстициях слюдистых агрегатов находятся пластинчатые выделения ильменита и рутила размером до 100-150 мкм по удлинению. Характерным минералом матрикса является ставролит (Рисунок 19, б). Он представлен мелкими (<0.1 мм) идиоморфными кристаллами призматического облика, одиночными или собранными в скопления, ориентированными согласно или под углом к сланцеватости.

Слюдистые агрегаты облекают крупные (до 1 см) порфиробласты граната, которые заключены в рубашку из гранобластового кварца. Изометричная форма порфиробластов при этом нередко осложняется за счет ответвлений, возникающих путем избирательного замещения гранатом прослоев мусковита. Благодаря этому замещению в порфиробластах формируются цепочки включений рудных минералов, повторяющих текстурный рисунок основной ткани породы. Гранат рассекается микропрожилками хлорита.

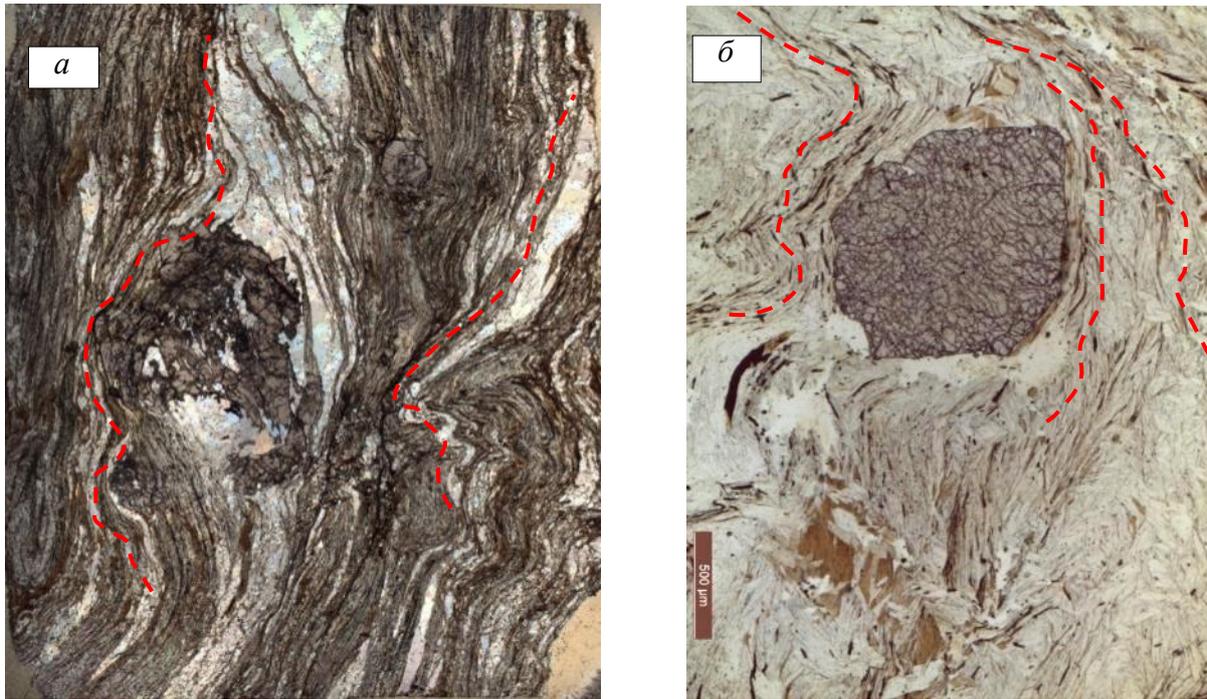


Рисунок 21 – Гранат со структурами облекания из метапелитового сланца 3885-1, серия Моссель. Изображения в проходящем свете без анализатора (а, б)

Химический состав минералов. По составу плагиоклаз отвечает олигоклазу (An_{14-15}). На участках, где развита поздняя альбитизация, X_{An} уменьшается до 2-4. Мусковит характеризуется повышенным содержанием натрия (Na_2O 1.4-1.6 мас. %; Na 0.17-0.20 к.ф.), титана (TiO_2 0.27-0.30 мас. %) и кремния (Si 3.11-3.14 к.ф.). Биотит обладает умеренной магниальностью ($Mg\#$ 0.52-0.53), повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 19.4-20.4 мас.%) и пониженной титанистостью (TiO_2 1.5 мас. %). Хлорит (рипидолит) имеет переменную железистость $Fe\#$ 0.47-0.70, пониженное содержание Si 2.6-2.8 к.ф. и повышенное – Al 2.5-2.7 к.ф.

Ставролит отличается повышенной железистостью $Fe/(Fe+Mg)$ 0.84 и содержит примесь цинка (ZnO 1.8 мас.%; Zn 0.38 к.ф.). Ильменит содержит примеси MnO (0.2 мас.%) и MgO (0.5 мас.%).

Гранат обладает хорошо выраженной зональностью (Рисунок 22). От центра к краям его крупных кристаллов уменьшается мольная доля спессартинового минала от 0.05 до 0.00 и возрастает – пиропового минала от 0.04 до 0.15. Ядра порфиробластов обогащены кальцием (X_{Ca} 0,19-0,20), края резко обеднены этим элементом (0.05-0.06).

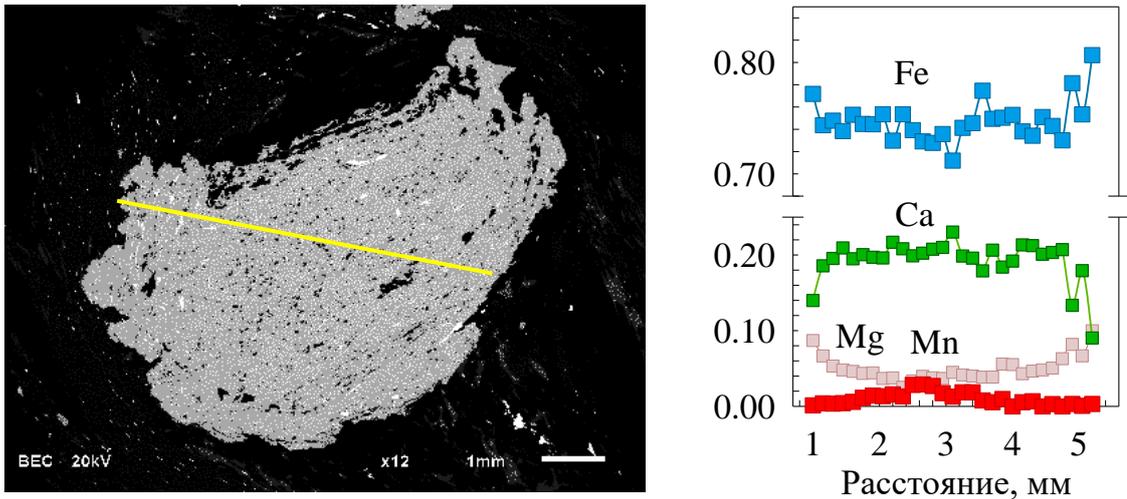


Рисунок 22 – График зональности граната из метапелитового сланца 3885-1, серия Моссель

3.3 Выводы по главе 3

Изученные образцы разделяются на три группы: метапелитовые сланцы, известковые сланцы и амфибол-биотитовые гнейсы. Породы первой группы сложены Grt+Bt+Ms+Pl+Q ($\pm\text{Ky}$, St) парагенезисом, породы второй группы – $\text{Grt+Bt+Ms+Kfs+Cal+Pl+Q}$ парагенезисом, породы третьей группы – Grt+Bt+Hbl+Pl+Q парагенезисом. Кроме того, в состав пород всех трех групп входит $\text{Chl+Ser+Ab+Cal+Ep/Czo+Ttn}$ ($\pm\text{Scp}$) парагенезис. Он является относительно поздним, на что указывают микроструктурные особенности пород – минералы, входящие в состав этого парагенезиса, образуют секущие прожилки и каймы, частично замещающие минералы более ранних парагенезисов.

Изученные породы содержат порфиробласты граната (иногда достаточно крупные, размером первые см), облекаемые слюдястым агрегатом и содержащие S-образные цепочки включений минералов матрикса. Эти признаки указывают на синтектонический порфиробластеза. В гранате установлена ростовая зональность по Fe и Mg. Во всех изученных породах гранат отличается повышенным содержанием кальция, пониженным – марганца (содержания которого убывают от центра к краям кристаллов). Мусковит в ряде случаев обогащен Si и фемическими элементами. Биотит отличается повышенным содержанием Ti.

ГЛАВА 4 МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ И P-T ТРАЕКТОРИИ МЕТАМОРФИЗМА

4.1 Результаты минеральной термобарометрии

Составы минералов, использованные для термобарометрических расчетов, приводятся в Приложении Д.

Гранат-биотитовый геотермометр, GBPQ, GASP и GRIPS геобарометры

Пиковая температура метаморфизма метапелитовых и известковых сланцев серии Атомфьелла, рассчитанная с помощью гранат-биотитового геотермометра, составила 670-690 °С (табл. 1). При данной температуре были уравновешены биотит из матрикса и краевые зоны порфиробластов граната, для которых характерно самое высокое содержание магния. Давление, рассчитанное с помощью разных термобарометров для этой температуры, колеблется. Наиболее высокие оценки давления получены для метапелитового сланца (9.5-13.5 кбар), относительно низкие – для известковых сланцев (7.2-8.2 кбар методом GBPQ; 10.5-12 кбар методом GRIPS).

Пиковые температуры метаморфизма метапелитовых сланцев серии Моссель меньше, чем серии Атомфьелла и составляют 580-600 °С. Большинство оценок давления, полученных для этой и более низкой температуры, отражающей условия переуравновешивания минералов на ретроградной стадии (540-560 °С), попадают в интервал 9-11 кбар (Таблица 1).

«Ti-в-биотите» и «Ti-в-мусковите» геотермометры

Оценки пиковых температур метаморфизма, полученные с помощью геотермометров, основанных на содержании титана в слюдах, близки к аналогичным оценкам, полученным с помощью гранат-биотитового геотермометра. Для серии Атомфьелла они находятся в интервале 660-730 °С, для серии Моссель – 550-580 °С (Таблица 2). При таких температурах кристаллизовались слюды из матрикса с высоким содержанием титана. Общий разброс полученных оценок значительно шире (Рисунок 23, а). В случае биотита понижение рассчитанной температуры кристаллизации на многие десятки градусов характерно для пластинок слюды, контактирующих с гранатом, и может быть связано с частичной потерей Ti, предположительно инициированной обменом фемическими компонентами между двумя минералами на ретроградной стадии. В случае мусковита речь идет о низкотемпературной (< 500 °С) генерации слюды, которая кристаллизовалась в условиях фации зеленых сланцев. Следует заметить, что наименьшая из температурных оценок (360 °С), рассчитанных с помощью «Ti-в-мусковите» геотермометра, проградуированного в интервале 450-800 °С,

соответствует содержанию TiO_2 0.13 мас.%, что близко к порогу чувствительности электронно-зондового метода (~0.1 мас.%). Примерно четверть анализов мусковита характеризуется более низким содержанием титана, поэтому для них температурные оценки отсутствуют. Таким образом, в сравнении с гистограммой (Рисунок 23, б) доля низкотемпературных слюдов выше.

Таблица 1 – Результаты минеральной термобарометрии для пород серий Атомфьелла и Моссель (гранат-биотитовый геотермометр, GBPQ, GASP и GRIPS геобарометр)

Образец	Анализы			Мольные доли								T , °C		P , кбар		
	Grt	Bt	Pl	X_{Ca}^{Grt}	X_{Mn}^{Grt}	X_{Mg}^{Grt}	X_{Ti}^{Bt}	X_{Al}^{Bt}	X_{Mg}^{Bt}	X_{Ca}^{Pl}	X_{Fe}^{Ilm}	GB _{KM04}	GB _{G10}	GBPQ	GASP	GRIPS
Серия Атомфьелла																
<i>Метапелитовый сланец</i>																
3912-3a	001	068	070	0.128	0.000	0.160	0.039	0.165	0.38	0.21	0.99	677	690	11.6	13.5	10.9
	013	005	008	0.091	0.000	0.154	0.051	0.128	0.38	0.21	0.99	667	673	9.5	11.5	10.2
<i>Известковые сланцы</i>																
3912-3б	034	069	070	0.270	0.045	0.096	0.057	0.083	0.47	0.82	0.88	609	601	8.2	–	10.5
4072-2	025	038	061	0.276	0.004	0.063	0.099	0.041	0.26	0.81	0.99	693	690	7.2	–	12.0
	028	006	079	0.312	0.004	0.057	0.083	0.058	0.28	0.49	0.99	676	676	8.2	–	11.2
<i>Амфибол-биотитовый гнейс</i>																
4143-1	001	011	016	0.194	0.013	0.137	0.057	0.075	0.40	0.38	0.96	715	705	8.5	–	11.2
	084	046	047	0.170	0.013	0.158	0.058	0.056	0.45	0.32	0.96	708	692	9.4	–	10.9
	084	046	048	0.170	0.013	0.158	0.058	0.056	0.45	0.40	0.96	708	692	8.6	–	10.7
Серия Моссель																
<i>Метапелитовые сланцы</i>																
3885-1	001	063	050	0.048	0.000	0.146	0.028	0.165	0.42	0.15	0.98	580	590	7.6	8.8	11.3
	033	067	024	0.073	0.000	0.139	0.028	0.149	0.44	0.14	0.98	580	585	9.6	10.6	11.2
4032-1	001	034	037	0.140	0.001	0.087	0.024	0.167	0.40	0.14	0.99	555	560	10.6	–	9.4
	010	053	042	0.090	0.002	0.099	0.031	0.138	0.42	0.14	0.99	540	545	8.9	–	9.9
	025	032	014	0.075	0.002	0.115	0.024	0.139	0.38	0.16	0.99	600	605	9.5	–	9.9

Примечание. В таблице приведены представительные оценки пиковой температуры и пикового давления для минеральных равновесий, полученные с помощью: (1) гранат-биотитового геотермометра (GB; Kaneko, Miyano, 2004; Гульбин, 2010); (2) гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого (GBPQ, Wu et al., 2004), гранат-Als-плагиоклаз-кварцевого (GASP, Holdaway, 2000) и гранат-рутил-ильменит-плагиоклаз-кварцевого (GRIPS, Wu, Zhao, 2006) геобарометров. Прочерк – P , T параметры не определялись.

Фенгитовый геобарометр

Для пиковых температур, рассчитанных с помощью «Ti-в-мусковите» геотермометра, большинство оценок давления при образовании сланцев Атомфьелла (Таблица 2) заключены в интервалах 6-8.5 кбар (M_{MS87}) или 9.5-11 кбар (M_{CT08} , M_{K15}). Последний результат хорошо

согласуется с показаниями гранат-плагиоклазовых термобарометров (Таблица 1). В случае сланцев Моссель аналогичные оценки (3-6 кбар) оказываются заниженными. Возможно, это связано с влиянием более поздних (относительно заключительных стадий порфиробластеза) процессов, часто способствующих перекристаллизации слюды в низкотемпературных и низкobarических условиях (Massonne, Schreyer, 1987).

Таблица 2 – Результаты минеральной термобарометрии для пород серий Атомфьелла и Моссель («Ti-в-биотите» и «Ti-в-мусковите») геотермометры и фенгитовый геобарометр)

Образец	Анализы		По- зи- ция	Mg ^{#Bt}	Коэффициенты в формулах (O = 11)						T, °C		P, кбар		
	Bt	Ms			Ti ^{Bt}	Ti ^{Ms}	Si ^{Ms}	Al ^{Ms}	Mg ^{Ms}	Fe ^{Ms}	B _{H05}	M _{WC} 15	M _{MS} 87	M _{CT} 08	M _{K1} 5
Серия Атомфьелла															
<i>Метапелитовый сланец</i>															
3912-3а	077	076	м	0.48	0.172	0.037	3.17	2.58	0.157	0.090	677	650	7.1	11.1	9.7
	078	075	м	0.50	0.156	0.055	3.10	2.68	0.112	0.066	670	730	6.3	10.9	10.4
	068	066	к	0.48	0.112	0.025	3.04	2.83	0.078	0.069	605	565	3.0	2.4	6.2
<i>Известковые сланцы</i>															
3912-3б	024	077	м	0.39	0.200	0.007	3.10	2.79	0.074	0.015	690	370	2.3	–	1.2
	069	075	м	0.54	0.165	0.000	3.10	2.84	0.056	0.024	685	–	–	–	–
	022	–	к	0.41	0.053	–	–	–	–	–	360	–	–	–	–
4072-2	006	071	м	0.32	0.240	0.040	3.23	2.50	0.089	0.128	708	660	8.6	13.9	9.8
	038	062	м	0.31	0.280	0.000	3.14	2.78	0.000	0.043	728	–	–	–	–
<i>Амфибол-биотитовый гнейс</i>															
4143-1	026	–	м	0.51	0.152	–	–	–	–	–	665	–	–	–	–
	086	–	м	0.50	0.200	–	–	–	–	–	705	–	–	–	–
Серия Моссель															
<i>Метапелитовые сланцы</i>															
3885-1	067	068	м	0.53	0.082	0.015	3.11	2.74	0.102	0.070	555	485	3.9	2.7	4.9
4032-1	053	046	м	0.51	0.090	0.025	3.05	2.81	0.073	0.062	570	555	3.3	2.7	5.8
	032	034	к	0.46	0.070	0.018	3.01	2.88	0.058	0.065	490	510	2.0	–	4.8

Примечание. В таблице приведены представительные оценки пиковой температуры и пикового давления для минеральных равновесий, полученные с помощью: «Ti-в-биотите» (Henry et al., 2005; B_{H05}) и «Ti-в-мусковите» (Wu, Chen, 2015; M_{WC15}) геотермометров; фенгитового геобарометра (Massone, Schreyer, 1987; Комзолкин, 2015; M_{MS87}; Caddick, Thompson, 2008, уравнение 7; M_{CT08}; Комзолкин, 2015, уравнение 4; M_{K15}). Прочерк – P, T параметры не определялись. Позиция кристалла слюды: м – матрикс, к – контакт с гранатом. Mg^{#Bt} – магнезиальность Mg/(Fe+Mg) биотита.

Геотермобарометры, учитывающие вариации состава кальциевого амфибола

Полученные с помощью амфибол-плагноклазового геотермометра (Holland, Blundy, 1994) оценки температуры, при которой были уравновешены роговая обманка и плагноклаз в изученном образце амфибол-биотитового гнейса составили 695-745 °С. Они отличаются стабильностью и могут рассматриваться как пиковые. Показания амфибол плагноклазового термобарометра, согласованные с показаниями амфибол-плагноклазового геотермометра, составили 8.5-9.5 кбар (Таблица 3).

Температуры равновесия, рассчитанные с помощью гранат-амфиболового геотермометра, заметно ниже пиковых (620-660 °С в большинстве случаев). Это, вероятно, связано с большей подвижностью железа и магния в сравнении с алюминием в структуре амфибола при низких температурах. Косвенно на это обстоятельство указывают и показания эмпирического «Ti-в-амфиболе» геотермометра (Liao, Wei, 2021). Наибольшие температуры, полученные с помощью этого геотермометра, близки к пиковым (690-725 °С), но есть и другая часть температурных оценок, относящаяся к интервалу 640-675 °С. Эти значения могут рассматриваться как свидетельство частичной потери амфиболом относительно подвижного титана при понижении температуры.

Показания гранат-амфибол-плагноклаз-кварцевого термобарометра такие же, как и в случае амфибол-плагноклазового (8.5-9.5 кбар). Следует отметить хорошее совпадение оценок пиковой температуры и давления, рассчитанных с помощью термобарометров, учитывающих вариации состава кальциевого амфибола, и аналогичных оценок, полученных с помощью гранат-биотитового и «Ti-в-биотите» геотермометров, GBPQ и GRIPS термобарометров (Таблицы 1, 3).

Таблица 3 – Результаты минеральной термобарометрии для амфибол-биотитового гнейса (обр. 4143, серия Атомфьелла)

Анализы			Коэффициенты в формуле амфибола (O = 23)									T, °C		P, кбар		
Hbl	Grt	Pl	Al ^{T1}	Al ^{M2}	Ti	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Na ^{M4}	Na ^A	K	HP [*] _{ВН94}	GH ^{**} _{GP84}	HP _{L21}	HP [*] _{M15}	GHPQ ^{**}
041	071	016	1.75	0.67	0.093	0.83	1.25	2.13	0.179	0.135	0.110	695	620	665	8.5	8.3
042	084	047	1.92	0.66	0.105	0.64	1.63	1.94	0.019	0.289	0.138	745	660	690	9.3	8.2
043	071	047	1.75	0.64	0.097	0.65	1.54	2.07	0.015	0.261	0.163	712	640	675	8.9	9.2
101	071	047	1.91	0.67	0.131	0.70	1.46	1.99	0.104	0.219	0.161	725	645	725	8.9	9.6
102	071	016	1.79	0.72	0.078	0.59	1.79	1.80	0.054	0.215	0.162	720	695	640	9.5	8.7

Примечание. В таблице приведены представительные оценки пиковой температуры и пикового давления для минеральных равновесий, полученные с помощью: (1) амфибол-плагноклазового (Holland, Blundy, 1994; HP_{ВН94}) и гранат-амфиболового (Graham, Powell, 1984; GH_{GP84})

геотермометров; (2) «Тi-в-амфиболе» (Liao et al., 2021; HP_{L21}), амфибол-плагиоклазового (Molina et al., 2015; HP_{M15}) и гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевого (Kohn, Spear, 1990; GHPQ) термобарометров. Символами * и ** отмечены геотермобарометры, показания которых взаимно согласованы. Структурная формула амфибола $A(M4)_2(M13)_3(M2)_2(T2)_4(T1)_4O_{22}(O,OH,F)_2$ (Leak et al., 1997).

Хлоритовый геотермометр

Температуры, полученные на основе хлоритового геотермометра для изученных пород, колеблются от 250 до 500 °С (Таблица 4). Распределение температурных оценок отличается дискретностью: большая их часть попадает в интервал 260-370 °С, меньшая – в интервал 460-500 °С (Рисунок 23, б). Полученный результат, вместе с данными «Тi-в-мусковите» геотермометрии, свидетельствует о присутствии в сланцах низкотемпературной ассоциации хлорита и мелкочешуйчатого мусковита (серицита). Эта ассоциация входит в состав позднего минерального парагенезиса Ms–Chl–Ep–Ab–Prh–Ttn, характерного для низкотемпературной части фации зеленых сланцев и области перехода от зеленосланцевой к пренит-пумпеллитовой фации.

Таблица 4 – Представительные составы хлоритов и результаты хлоритовой геотермометрии

Серия	Атомфьелла				Моссель			
	Образец	3912-3а	3912-3б		3885-1		4032-1	
Анализ	021	037	048	053	026	027	045	058
SiO ₂	23.12	26.44	26.33	23.56	24.58	25.70	24.41	25.37
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.70	18.96	17.32	20.96	19.92	21.95	21.98	20.72
FeO*	40.66	28.69	30.89	34.48	30.32	23.61	23.58	26.94
MnO	0.16	0.10	0.45	0.75	0.22	0.00	0.00	0.00
MgO	2.73	12.33	10.90	7.37	10.27	15.24	14.80	12.90
Сумма	86.37	86.43	85.89	87.12	85.31	86.74	84.77	85.93
Коэффициенты в формуле (O = 14)								
Si	2.714	2.866	2.931	2.647	2.748	2.705	2.639	2.751
Al ^{IV}	1.286	1.134	1.069	1.353	1.252	1.295	1.361	1.249
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	1.439	1.297	1.204	1.422	1.372	1.427	1.441	1.398
Fe	3.991	2.611	2.877	3.239	2.835	2.078	2.133	2.443
Mn	0.015	0.010	0.042	0.071	0.021	0.000	0.000	0.000
Mg	0.478	2.001	1.809	1.234	1.712	2.391	2.386	2.085
Сумма	5.924	5.919	5.932	5.966	5.940	5.896	5.960	5.926
T, °С	335	268	249	492	353	319	466	325

Примечание. T, °С – Температура, оцененная с помощью хлоритового геотермометра (Lanari et al., 2014)

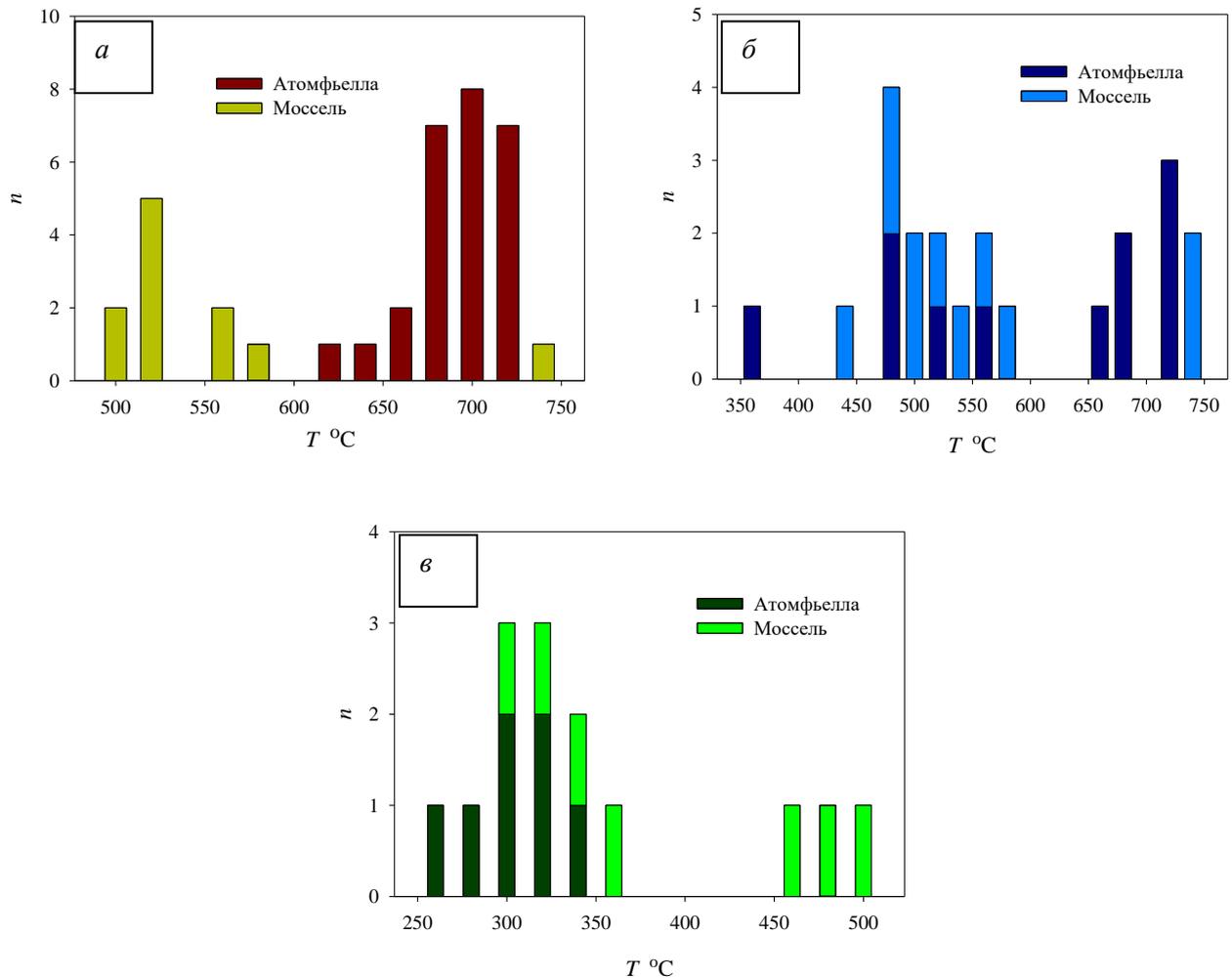


Рисунок 23 – Гистограммы температурных оценок, полученных с помощью «Ti-в-биотите» геотермометра (а), «Ti-в-мусковите» геотермометра (б) и хлоритового геотермометра (в)

4.2 P-T траектории метаморфизма

Для реконструкции P - T эволюции метаморфических пород Нью Фрисланда были построены изохимические диаграммы. Входными данными для расчетов служили валовые химические анализы горных пород (Приложение Г).

4.2.1 Серия Атомфьелла

Свита Риттерватнет, образец 3912-3а, метапелитовый сланец.

Порода, состоящая из кварца, мусковита, биотита, граната, плагиоклаза, углеродистого вещества и редких выделений кианита. Поздняя минерализация представлена линзовидными агрегатами хлорита в матриксе и тонкими хлорит-альбит-калишпатовыми прожилками, секущими порфиробласты граната. Плагиоклаз (олигоклаз) зональный, от центра к краям его кристаллов мольная доля анортитового минала возрастает от 0.14 до 0.21. Мусковит отличается

повышенным количеством Si (до 3.17 к.ф.). Гранат содержит включения алланита и ильменита; в краевых зонах порфиробластов ильменит сменяется рутилом (Акбарпуран и др., 2020). На изохимической диаграмме поле устойчивости рутила ограничено параметрами: $T > 510-530$ °С, $P > 7-8$ кбар (Рисунок 24, а). В этой же области располагаются изоплеты содержаний анортитового минала в плагиоклазе и Si (к.ф.) в светлой слюде, соответствующие наблюдаемым составам минералов (Рисунок 24, в). P-T траектория, построенная с учетом этих данных, изоплет содержаний Py, Sps и Grs миналов в гранате (Рисунок 24, б) и показаний минеральных термобарометров, закручена по часовой стрелке и берет начало в поле устойчивости Grt–Bt–Chl–Ms–Pl–Ilm парагенезиса (520 °С, 5 кбар). При этих условиях появились первые зародыши граната. В ходе метаморфизма температура и давление возрастают до пиковых значений 670-690 °С, 11 кбар. На фоне роста давления ильменит в составе парагенезисов терял устойчивость и сменялся рутилом. После достижения пиковых значений произошла декомпрессия, в ходе которой давление уменьшается на 2-3 кбар в изотермическом режиме (при этих условиях стабилизируется кианит), и начался процесс ретроградного охлаждения.

Свита Риттерватнет, известковые сланцы (образцы 3912-3б, 4072-2).

Породы, состоящие из кварца, мелкочешуйчатого мусковита, калиевого полевого шпата, биотита, граната, лабрадора, кальцита, скаполита, аксессуарных алланита, клиноцоизита, ильменита и рутила. Отличительные особенности известковых сланцев – повышенная основность плагиоклаза (An₅₀₋₈₀), наличие признаков частичного плавления пород, широкое развитие поздних низкотемпературных минералов: серицита, замещающего плагиоклаз, и хлорита, замещающего биотит; нитевидных хлорит-эпидот-адуляр-альбит-пренитовых прожилков, пересекающих порфиробласты граната; титанита, образующего каемки вокруг зерен ильменита и приуроченного к трещинам спайности в хлорите (Гульбин и др., 2023).

Учитывая присутствие в известковых сланцах карбоната, моделирование минеральных парагенезисов выполнялось в 11-ти компонентной системе. Содержание CO₂ задавалось с учетом реакций (6, 7), контролирующих вхождение в состав модельных парагенезисов кальцита, титансодержащих минералов, клиноцоизита и плагиоклаза:



(Grapes, Watanabe, 1992). Как видно из Рисунков 25 и 26, на которых изображены изохимические диаграммы для изученных пород, при повышенном давлении с ростом температуры даже при низких значениях X_{CO_2} эти реакции смещаются вправо, стабилизируя парагенезисы рутила (или ильменита) и плагиоклаза с кальцитом.

Образец 3912-3б.

P-T траектория, построенная для образца 3912-3б на основе данных по зональности граната и наблюдаемых вариаций состава плагиоклаза (Рисунок 25, б, в), берет начало в поле Grt–Bt–Chl–Ms–Pl–Czo–Cal–Ilm–Rt парагенезиса (530 °С, 6.5 кбар) и демонстрирует рост температуры и давления до пиковых значений 660 °С, 10 кбар (поле Grt–Bt–Ms–Pl–Cal–Rt парагенезиса). Пост-пиковые изменения реконструируются предположительно: возможность изотермической декомпрессии (по аналогии с образцом 3912-3а) здесь ограничена исчезновением кальцита из модельного парагенезиса при уменьшении давления (Рисунок 25, а).

Образец 4072-2.

P-T траектория, построенная для образца 4072-2 с учетом данных о составах граната и плагиоклаза и показаний минеральных термобарометров (Рисунок 26), фиксирует появление первых порфиробластов граната в поле Grt–Bt–Ms–Pl–Cal–Ilm парагенезиса (560 °С, 5 кбар). В ходе порфиробластеза температура и давление возрастают до пиковых значений 670-690°С, 9 кбар. При этих условиях стабилизируется Grt–Bt–Ms–Cal–Rt парагенезис и происходит частичное плавление породы. Затем давление падает и начинается охлаждение. Продуктами застывания расплава, как показывают наблюдения в шлифах, выступают ксеноморфные выделения калиевого полевого шпата, образующие «заливы» и пленки между зернами кварца (Гульбин и др., 2023, Акбарпуран Хайяти, Гульбин, 2023). По данным моделирования калиевый полевой шпат (наряду с титанитом) входит в состав ретроградного Grt–Bt–Kfs–Pl–Ttn–Ilm парагенезиса (Рисунок 26, а).

Свита Риттерватнет, амфибол-биотитовый плагиогнейс (образец 4143-1).

Порода, состоящая из кварца, плагиоклаза, биотита, амфибола, граната, ильменита, эпидота, аксессуарных апатита, алланита, рутила, магнетита. Плагиоклаз по составу отвечает андезин-лабрадору (An₃₈₋₅₃). Амфибол – магнезиочермакиту. Изохимическая диаграмма, построенная для данного образца, приведена на Рисунке 27, а. Из-за проблем с моделированием состава амфибола (по данным расчетов менее кальциевым, чем наблюдаемый), гранат в составе модельных парагенезисов на этой диаграмме оказался обогащенным гроссуляровым миналом по сравнению с микрозондовыми данными. Поэтому при реконструкции термобарической истории породы учитывались только вариации состава граната в отношении Mg (Рисунок 27, б), номер плагиоклаза (Рисунок 27, в) и данные минеральной термобарометрии. P-T траектория берет начало в поле Grt–Bt–Amph–Chl–Pl–Czo–Ilm парагенезиса (530-540 °С, 7 кбар). Пиковые условия метаморфизма достигаются в области устойчивости рутила (680-700 °С, 9-10 кбар). На завершающих стадиях происходит

декомпрессия (приводящая к росту основности плагиоклаза), протекающая в условиях изотермического режима или на фоне ретроградного охлаждения.

4.2.2 Серия Моссель

Свита Флоен, метапелитовый сланец (образец 3885-1).

Порода, состоящая из кварца, мусковита, биотита, граната, плагиоклаза, ставролита, ильменита, рутила, хлорита, углеродистого вещества. Состав плагиоклаза отвечает олигоклазу (An_{14-15}). Мусковит отличается повышенным содержанием Si (3.11-3.14 к.ф.). Гранат пересечен микропрожилками хлорита. Изохимическая диаграмма для этого образца показана на Рисунок 28, а. *P-T* траектория, построенная с учетом данных минеральной термобарометрии, зональности граната (Рисунок 28, б) и наблюдаемых вариаций состава плагиоклаза и мусковита (Рисунок 28, в), берет начало поле устойчивости Grt–Vt–Chl–Ms–Pl–Ilm парагенезиса (530 °С, 6 кбар) и демонстрирует рост температуры и давления до пиковых значений 610-620°С, 10-11 кбар (поле устойчивости Grt–Vt–Ms–Pl–Rt парагенезиса). Последующая изотермическая декомпрессия приводит к уменьшению давления до 6 кбар. В новых условиях стабилизируется ставролит, после чего начинается ретроградное охлаждение.

Свита Моссельдален, метапелитовый сланец (образец 4032-1).

Близкая по составу порода. Содержит олигоклаз (An_{14-17}) и мусковит с близким к стехиометрическому или повышенным содержанием Si (3.01-3.12 к.ф.). Согласно результатам физико-химического моделирования (Рисунок 29), претерпела метаморфизм, который описывается *P-T* траекторией, берущей начало в поле Grt–Vt–Chl–Ms–Pl–Ilm парагенезиса (540 °С, 6-7 кбар), демонстрирующей рост температуры и давления до пиковых значений 600 °С, 10 кбар (поле Grt–Vt–Ms–Pl–Rt парагенезиса) и последующее падение давления до 6-7 кбар.

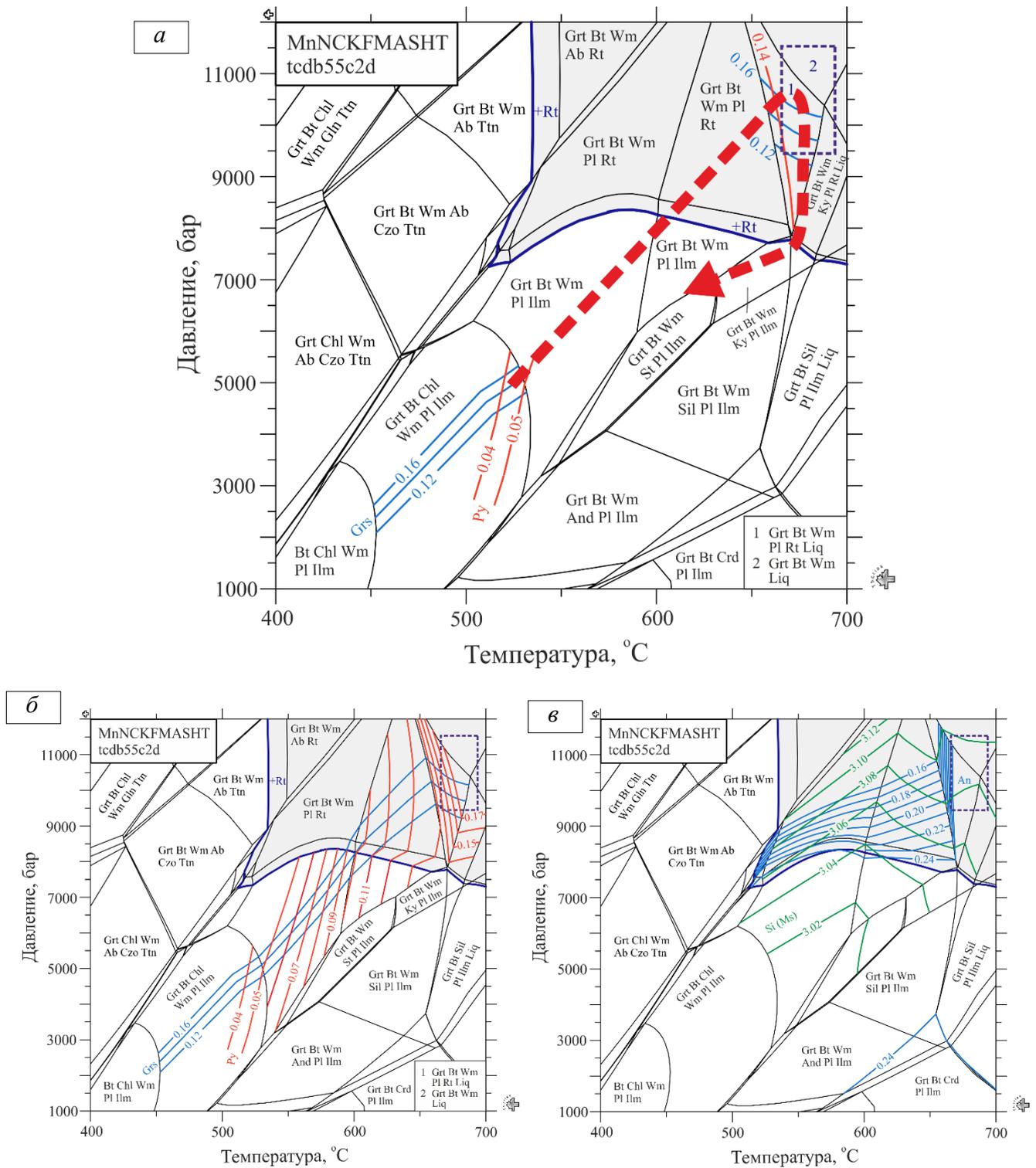


Рисунок 24 – Изохимическая P - T диаграмма для метапелитового сланца 3912-3а (а), диаграммы изоплет X_{Mg} , X_{Ca} для граната (б), X_{Ca} для плагиоклаза и Si (к.ф.) для мусковита (в)

Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): Si 69.41, Ti 0.85, Al 23.70, Fe 6.98, Mn 0.29, Mg 3.30, Ca 2.14, Na 5.86, K 4.44. Вода в избытке. Все парагенезисы содержат кварц. Liq – расплав. Поля рутилсодержащих ассоциаций выделены серым. Пунктиром о контурена область пиковых значений P и T , рассчитанных с помощью гранат-биотитового геотермометра, GBPQ, GASP и GRISP геобарометров (Гульбин и др., 2023).

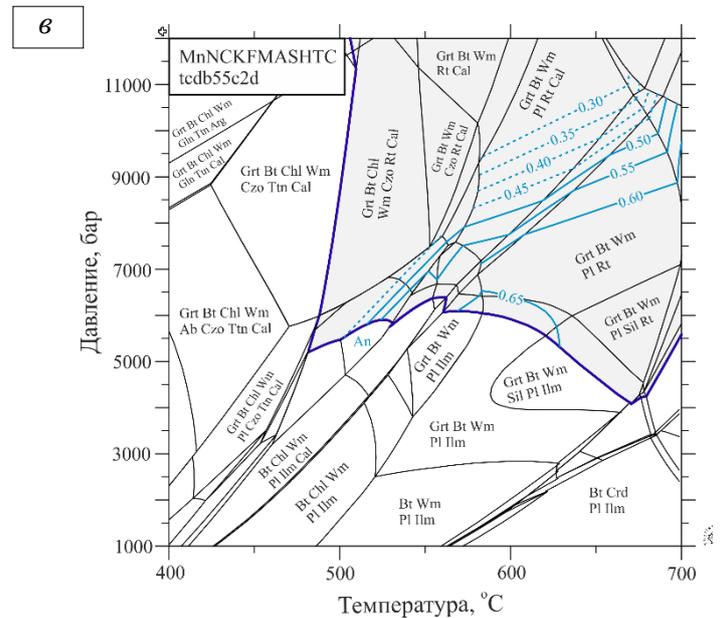
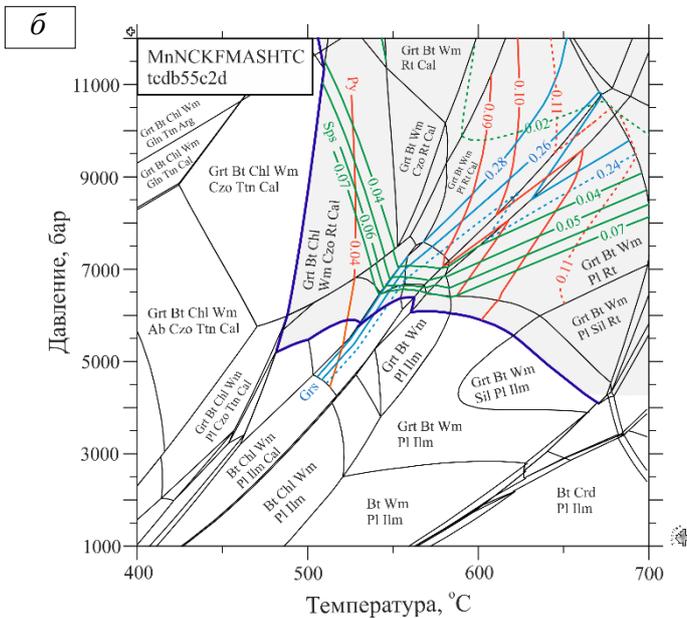
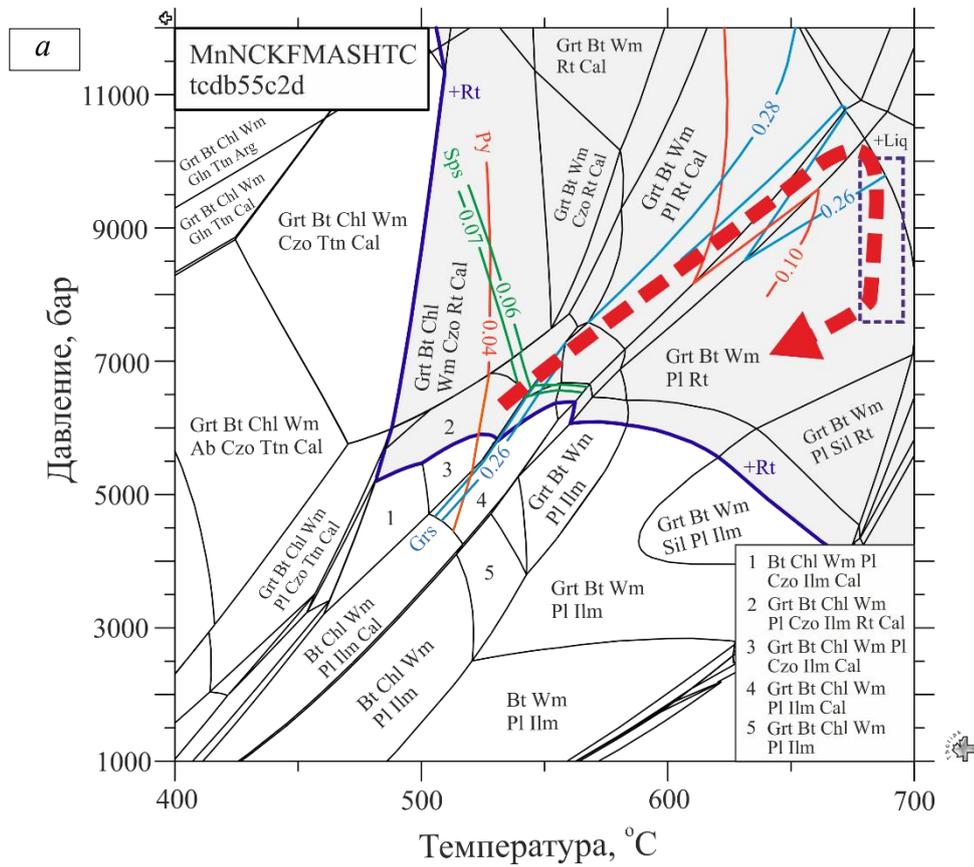


Рисунок 25 – Изохимическая P - T диаграмма для известкового сланца 3912-36 (а), диаграммы изоплет X_{Mg} , X_{Ca} , X_{Mn} для граната (б) и X_{Ca} для плагиоклаза (в). Сплошными линиями показаны рассчитанные и наблюдаемые изоплеты, точечными линиями – рассчитанные, но не наблюдаемые изоплеты.

Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): Si 65.97, Ti 1.19, Al 22.24, Fe 8.26, Mn 0.13, Mg 6.23, Ca 2.81, Na 1.58, K 6.86, C 0.5. Вода в избытке. Все парагенезисы содержат кварц. Liq – расплав. Поля рутилсодержащих ассоциаций выделены серым. Пунктиром оконтурена область пиковых значений P и T , рассчитанных с помощью гранат-биотитового геотермометра, GBPQ и GRISP геобарометров (Гульбин и др., 2023).

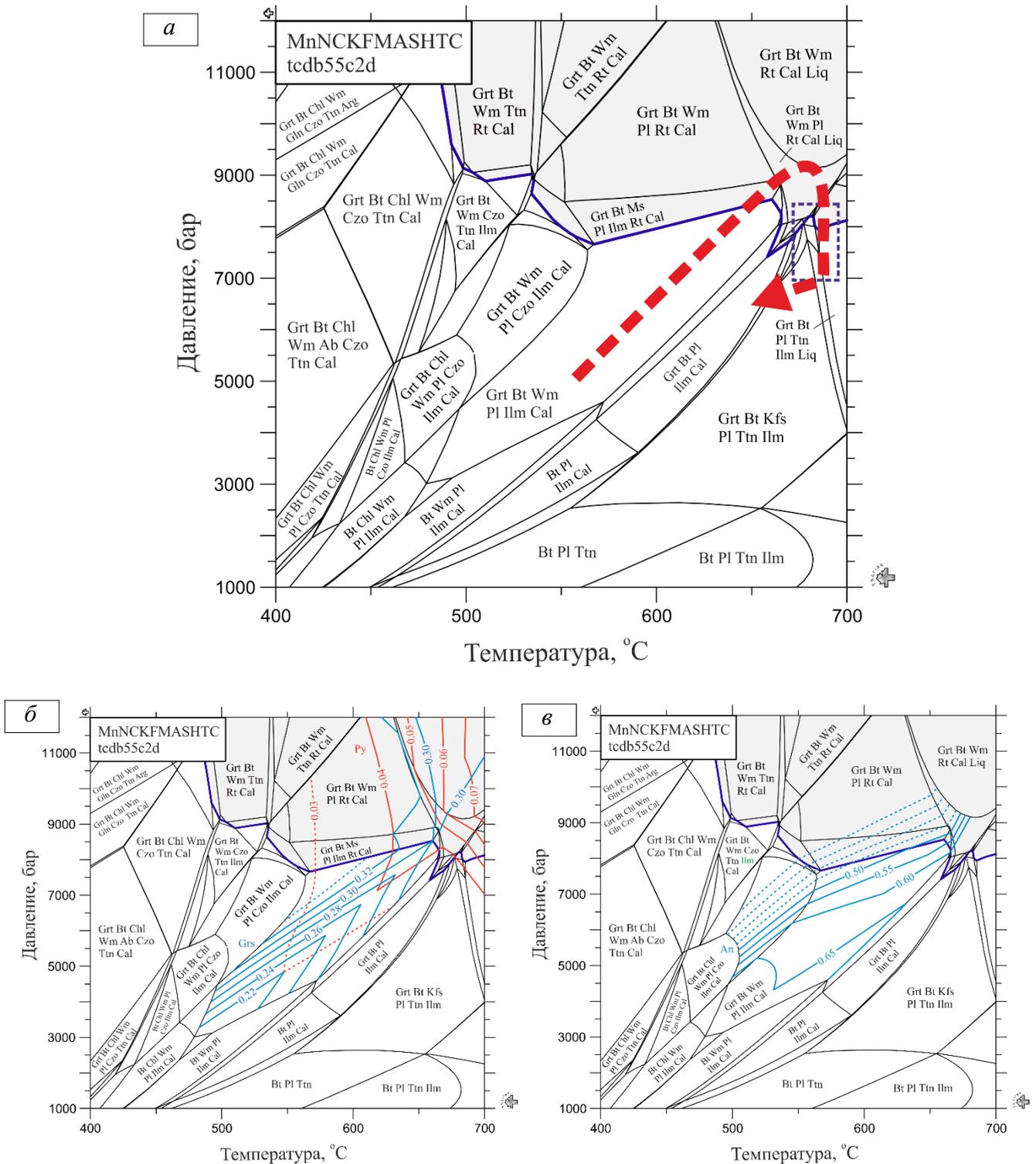


Рисунок 26 – Изохимическая P - T диаграмма для известкового сланца 4072-2 (а), диаграммы изоплет X_{Mg} , X_{Ca} для граната (б) и X_{Ca} для плагиоклаза (в)

Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): Si 64.95, Ti 1.17, Al 21.59, Fe 9.16, Mn 0.14, Mg 3.26, Ca 6.24, Na 1.41, K 7.07, C 4. Вода в избытке. Все парагенезисы содержат кварц. Wm – светлая слюда. Liq – расплав. Поля рутилсодержащих ассоциаций выделены серым. Пунктиром оконтурена область пиковых значений P и T , рассчитанных с помощью гранат-биотитового геотермометра, GBPQ и GRISP геобарометров (Гульбин и др., 2023).

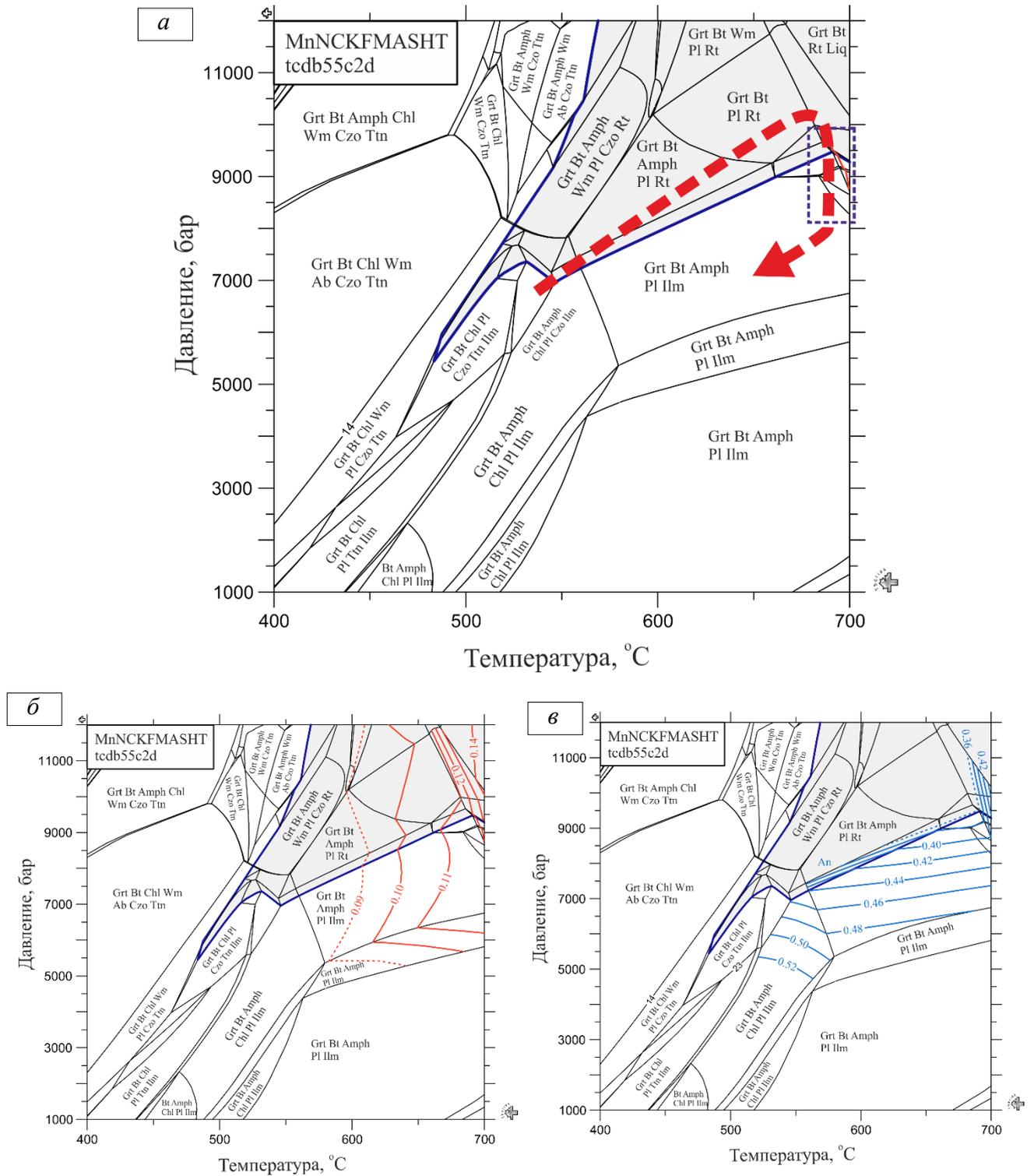


Рисунок 27 – Изохимическая P - T диаграмма для амфибол-биотитового гнейса 4143-1, диаграммы изоплет изоплет X_{Mg} для граната (б) и X_{Ca} для плагиоклаза

Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): Si 61.46, Ti 1.27, Al 18.85, Fe 10.71, Mn 0.27, Mg 7.93, Ca 4.99, Na 3.48, K 4.23. Вода в избытке. Все парагенезисы содержат кварц. Wm – светлая слюда. Liq – расплав. Поля рутилсодержащих ассоциаций выделены серым. Пунктиром оконтурена область пиковых значений P и T , рассчитанных с помощью минеральных термобарометров (Гульбин и др., 2023).

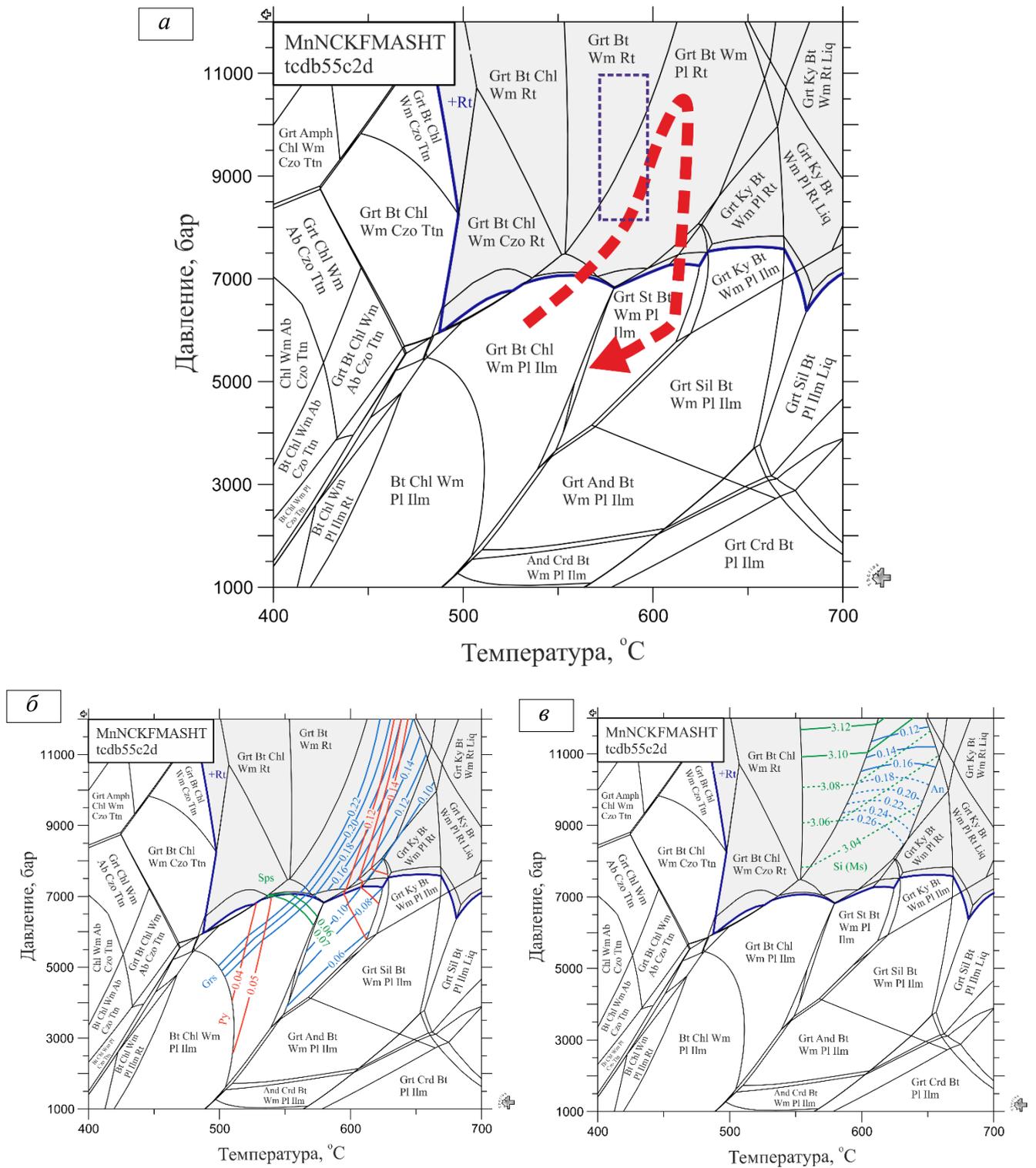


Рисунок 28 – Изохимическая P - T диаграмма для метapelитового сланца 3885 (а), диаграммы изоплет X_{Mg} , X_{Ca} , X_{Mn} для граната (б), X_{Ca} для плагиоклаза и Si (к.ф.) для мусковита (в)

Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): Si 70.07, Ti 0.78, Al 25.51, Fe 6.28, Mn 0.14, Mg 4.21, Ca 1.06, Na 3.56, K 5.76. Вода в избытке. Все парагенезисы содержат кварц. Wm – светлая слюда. Liq – расплав. Поля рutil-содержащих ассоциаций выделены серым. Пунктиром оконтурена область пиковых значений P и T , рассчитанных с помощью гранат-биотитового геотермометра, GBPQ, GASP и GRISP геобарометров (Гульбин и др., 2023).

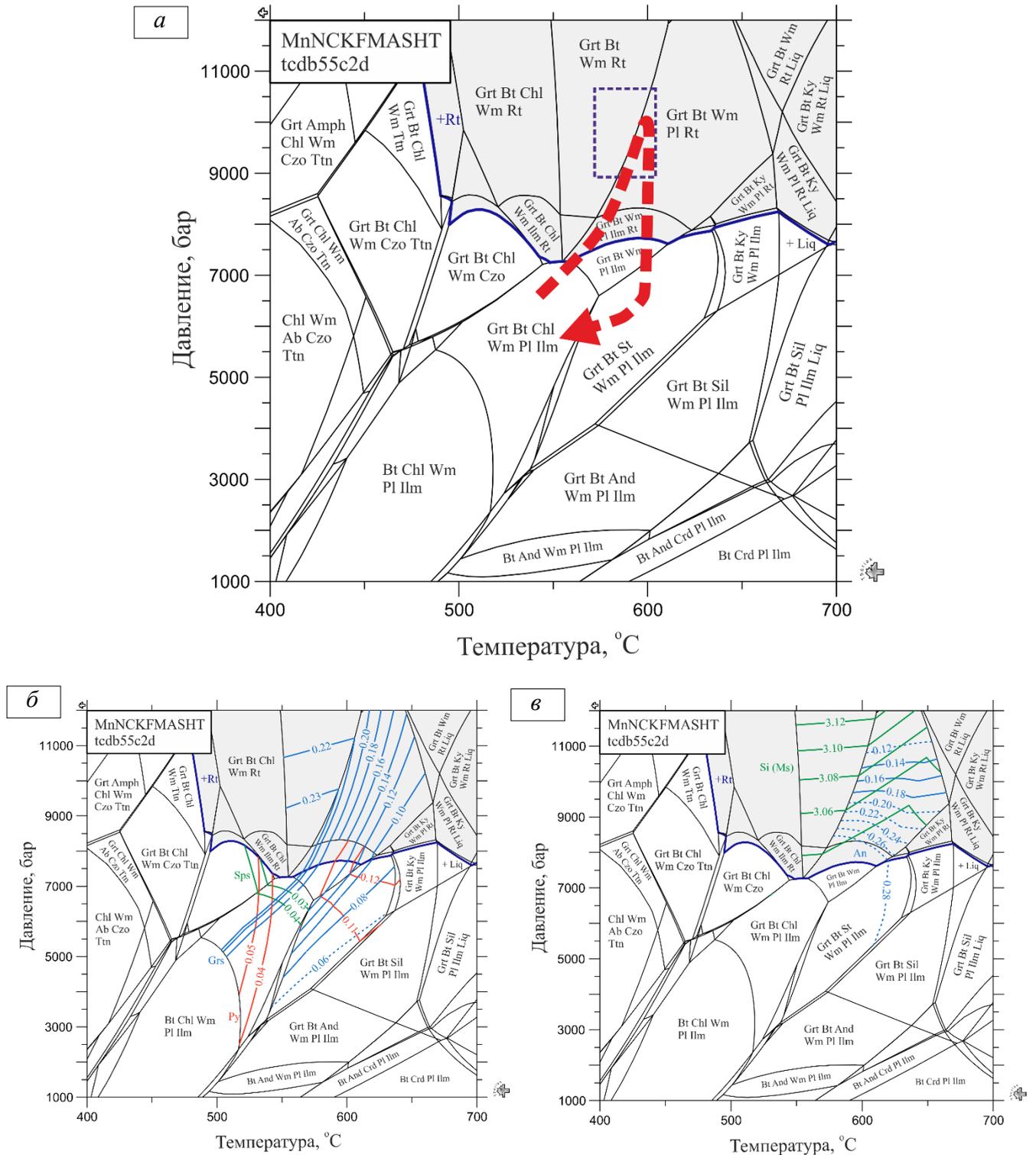


Рисунок 29 – Изохимическая P - T диаграмма для метапелитового сланца 4032-1 (а), диаграммы изоплет X_{Mg} , X_{Ca} , X_{Mn} для граната (б), X_{Ca} для плагиоклаза и Si (к.ф.) для мусковита (в)

Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): Si 65.84, Ti 1.02, Al 28.71, Fe 8.22, Mn 0.12, Mg 4.05, Ca 1.31, Na 3.93, K 6.12. Вода в избытке. Все парагенезисы содержат кварц. Wm – светлая слюда. Liq – расплав. Поля рutil-содержащих ассоциаций выделены серым. Пунктиром оконтурена область пиковых значений P и T , рассчитанных с помощью гранат-биотитового геотермометра, GBPQ, GASP и GRISP геобарометров (Гульбин и др., 2023).

4.3 Выводы по главе 4

По данным минеральной термобарометрии (гранат-биотитовый, «Ti-в-биотите», «Ti-в-мусковите», амфибол-плагиоклазовый, «Ti-в-амфиболе» геотермометры; GBPQ, GASP и GRIPS, фенгитовый, амфибол-плагиоклазовый, GHPQ термобарометры) породы серий Атомфьелла и Моссель, слагающих антиклинорий Западного Нью Фрисланда, сложены высокотемпературными парагенезисами, отвечающими высокobarической части верхней и нижней амфиболитовой фации соответственно. *P-T* траектории закручены по часовой стрелке и демонстрируют рост температуры и давления до пиковых значений 670-690 °C, 10-11 кбар (серия Атомфьелла) и 590-610 °C, 9-11 кбар (серия Моссель) с последующей изотермической декомпрессией до 7-8 кбар. По данным моделирования во всех изученных породах при пиковых температурах и давлениях ильменит терял устойчивость и вместо него в состав минеральных парагенезисов входил рутил.

Наряду с высокотемпературными парагенезисами в породах обеих серий развита низкотемпературная ассоциация. Температуры ее образования, рассчитанные с помощью хлоритового геотермометра, укладываются в интервал 260-370 °C, что соответствует условиям перехода от зеленосланцевой к пренит-пумпеллиитовой фации.

ГЛАВА 5 ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Акцессорные минералы играют важную роль как индикаторы условий метаморфизма. Наряду с породообразующими минералами они принимают активное участие в метаморфических превращениях, выступая источниками редких элементов (REE + Y, U, Th и др.), участвующих в фазовых реакциях. Изучая состав, внутреннее строение и реакционные взаимоотношения акцессориев, исследователи ищут ответы на вопросы, связанные с последовательностью и возрастом метаморфических событий (Tomkins et al., 2007; Broska et al., 2011; Савко и др. 2012; Taylor et al., 2016; Nasdala et al., 2017).

Ниже дана характеристика акцессорной минерализации метаморфических сланцев Нью Фрисланда на примере двух представительных образцов метапелитовых (образец 3912-3а) и известковых (образец 3912-3б) сланцев свиты Риттерватнет, серия Атомфьелла.

5.1 Акцессорная минерализация

Монацит

Одним из характерных редкоземельных акцессорных минералов, установленных в изученных метапелитовых сланцах, является **монацит-(Ce)**. Он представлен хорошо ограниченными кристаллами призматической формы, достигающими 50 мкм по удлинению. Зерна монацита преимущественно расположены в интерстициях биотит-мусковитового агрегата. Часто они формируют скопления и наблюдаются в тесном срастании с пластинками углеродистого вещества (Рисунок 30, а). Реже встречаются сростки монацита с ильменитом и рутилом.

При детальном анализе установлено, что кристаллы монацита отличаются зонально-секториальным строением (Рисунок 30, б, в). Среди редкоземельных элементов в их составе (Приложение Е) преобладает церий (Ce_2O_3 33.7-34.9 мас. %; Ce 0.48-0.53 к.ф.) при подчиненной роли лантана (La_2O_3 15.4-18.5 мас. %; La 0.22-0.27 к.ф.) и неодима (Nd_2O_3 11.5-15.9 мас. %; Nd 0.16-0.22 к.ф.). В качестве примесей в составе монацита установлены SiO_2 (до 1.1 мас. %) и ThO_2 (до 6.2 мас. %) (Акбарпуран Хайяти и др., 2020).

Минералы надгруппы эпидота

Минералы надгруппы эпидота в изученных породах представлены **алланитом-(Ce)** (группа алланита), который тесно ассоциирует с минералами группы эпидота (клиноцоизитом, реже встречающимся эпидотом и их разновидностями, содержащим редкоземельные элементы) с общей формулой $(A_1A_2)_{\Sigma 2}(M_1M_2M_3)_{\Sigma 2}[T_2O_7][TO_4]O(OH)$ (Варламов и др., 2019). В метапелитовых сланцах для алланита-(Ce) характерны тонкие пластинчатые кристаллы, тесно

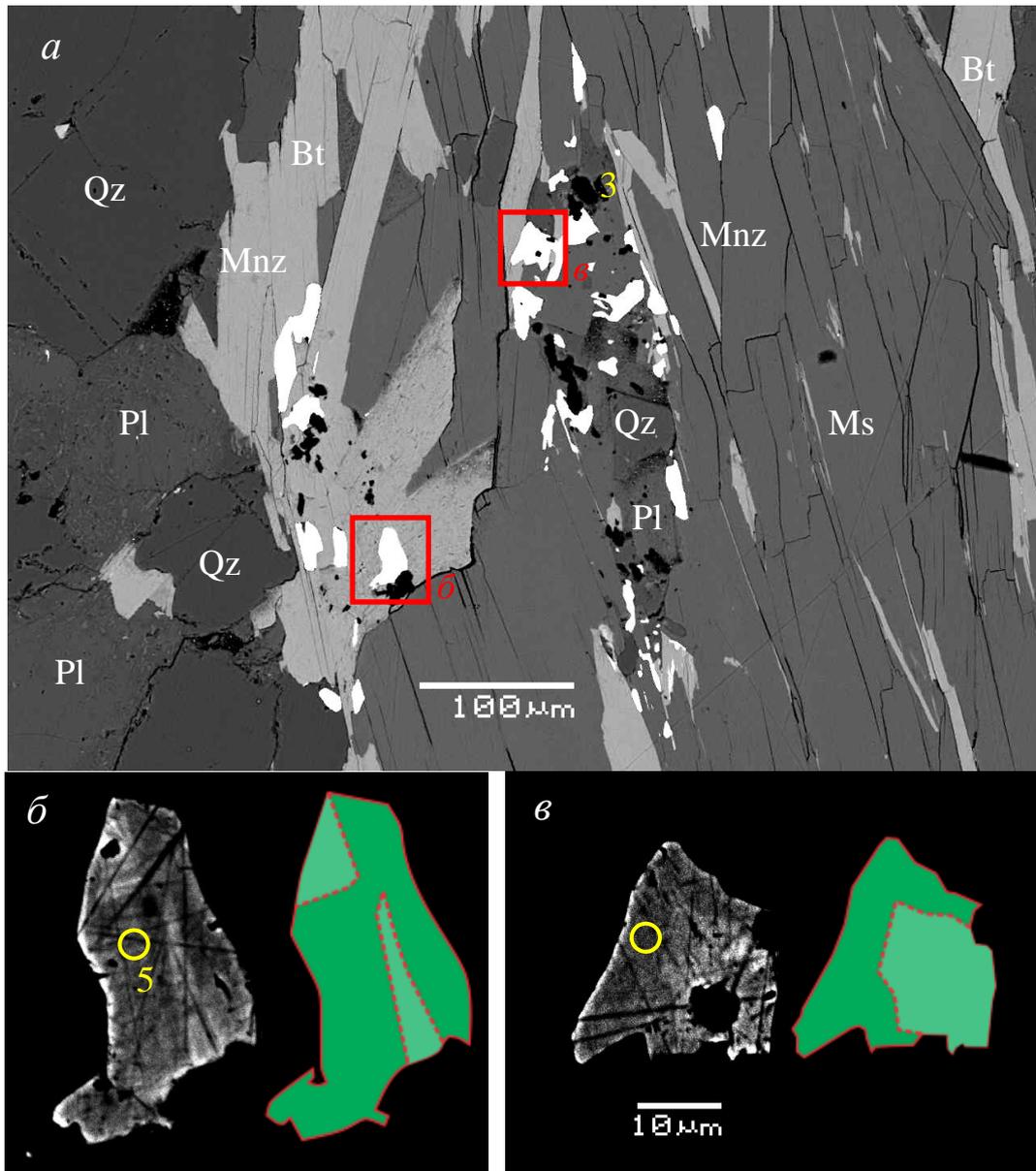


Рисунок 30 – Монацит в метапелитовом сланце серии Атомфьелла. Обр. 3912-3а. Изображения в обратно-отраженных электронах

a – скопления кристаллов монацита в мусковит-биотитовом агрегате, *б*, *в* – особенности внутреннего строения кристаллов. С – углеродистое вещество. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в Приложении 4.

срастающиеся с более крупными выделениями редкоземельного эпидота; агрегаты двух минералов размером до 150-200 мкм обладают неправильными извилистыми границами и слагают включения в гранате (Рисунок 31, *a*, *б*). Для подобных агрегатов характерно присутствие зерен фазы, обогащенной торием (Рисунок 31, *в*). Малый размер подобных зерен (первые микроны) не позволяет идентифицировать этот минерал (Акбарпуран Хайяти и др., 2020, Akbarpuran Haiyati et al., 2023).

Данные химического состава минералов надгруппы эпидота приводятся в Приложениях 5-7. Там же приведены коэффициенты в кристаллохимических формулах минералов. Существует несколько способов их расчета (Ercit, 2002; Armbruster et al., 2006). По ряду причин предпочтение было отдано методу нормировки атомных количеств элементов на 6 катионов ($M + T$). Во-первых, этот метод применим в случаях, когда присутствуют вакансии в позиции A . Во-вторых, формулы, полученные с помощью этого метода, оказались более стехиометричными. Только в случаях, когда возникали трудности, связанные с отсутствием баланса зарядов, нормировка проводилась на 8 катионов ($A + M + T$).

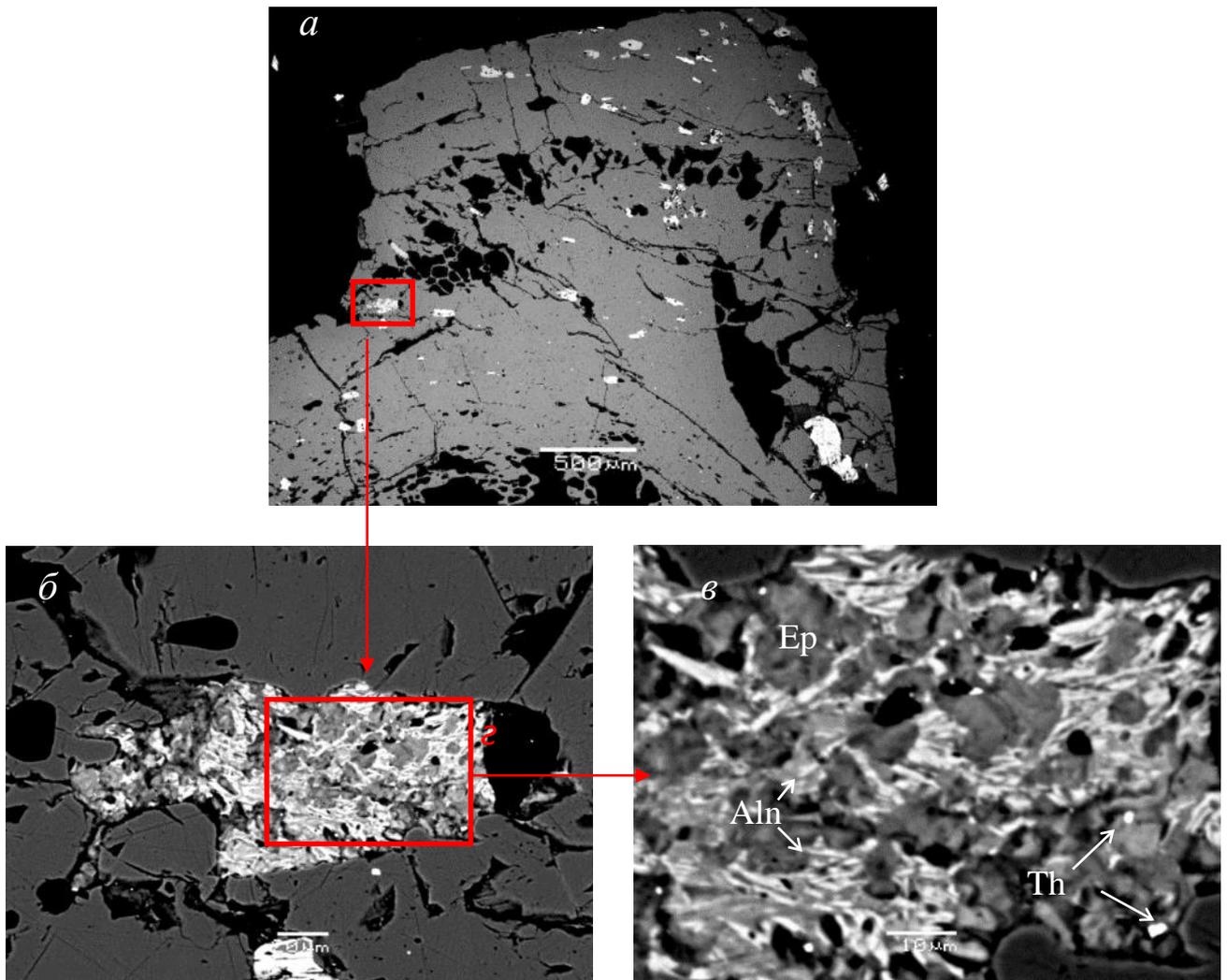


Рисунок 31 – Минеральные включения в порфиробласте граната из метапелитового сланца.

Образец 3912-3а, серия Атомфьелла. Изображения в обратно-отраженных электронах

a , b – зональное распределение включений в порфиробласте; c – агрегат алланиита и редкоземельного эпидота (Th – ториевые фазы).

В составе алланита-(Ce) из метапелитов содержание ΣREE составляет 0.58-0.67 к.ф. (Приложение Ж). Среди лантаноидов доминирующим элементом является Ce (0.30-0.37 к.ф.), подчиненную роль играют La (0.15-0.19 к.ф.) и Nd (0.11-0.14 к.ф.). Особенностью рассчитанных формул является преобладание трёхвалентного железа (0.48-0.78 к.ф.) над двухвалентным (0.05-0.29 к.ф.) и дефицит атомов в позиции *A* (1.72-1.84 к.ф.), что, при близких к стехиометрии количествах атомов в позициях *M* и *T*, свидетельствует об образовании в позиции *A* вакансий по схеме $3\text{Ca}^{2+} = 2\text{REE}^{3+} + \square$ (Peterson, MacFarlane, 1993; Catlos et al., 2000; Gieré, Sorensen, 2004).

В составе редкоземельного эпидота содержание ΣREE немного снижается (до 0.40-0.42 к.ф.) при сходных с алланитом-(Ce) соотношениях церия, лантана и неодима. Одновременно растет количество трёхвалентного железа, необходимого для достижения баланса зарядов (до 0.68-0.79 к.ф.). Степень заполнения позиции *A* здесь составляет 1.74-1.77 при небольшом избытке атомов в позиции *M* (3.03-3.05), что также указывает на преобладание REE-вакансионной схемы изоморфизма над схемой $\text{Ca} + \text{Fe}^{3+} = \text{REE} + \text{Fe}^{2+}$ (Рисунок 32).

Для ряда зерен алланита-(Ce), наблюдаемых среди включений в гранате из метапелитовых сланцев, характерно обрастание гидроксилбастнезитом. Последний наследует особенности состава алланита-(Ce): содержание редкоземельных элементов в нем составляет 0.60-0.68, кальция – 0.16-0.32, фтора – 0.12-0.21 к.ф. ($\text{O} = 1.5$), минерал отличается преобладанием церия 0.26-0.29, неодима 0.18-0.19 и лантана 0.13-0.15 к.ф. над празеодимом и самарием 0.01-0.04 к.ф.; содержание ThO_2 в нем достигает 3.3 мас. %.

В известковых сланцах алланит-(Ce), клиноцоизит и эпидот представлены двумя формами выделения. Для матрикса характерны часто встречающиеся эпидот-клиноцоизит-алланитовые агрегаты удлиненно-овальной формы размером до 700-800 мкм, вытянутые вдоль сланцеватости (Рисунки 33, 34). В центральной части каждого подобного агрегата находится сросток алланита-(Ce) и REE-содержащего клиноцоизита, со сложным внутренним строением и резкими извилистыми границами между двумя фазами (Рисунок 33, б). С двух сторон, по направлению сланцеватости, такой сросток окаймляется рассеянными скоплениями мелких (10-30 мкм) зерен эпидота, клиноцоизита и редкоземельного клиноцоизита с идиоморфными очертаниями и микрозональностью.

В алланите-(Ce) содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах 0.56-0.75 к.ф., содержание церия – в пределах 0.29-0.41 к.ф. (Приложение И). В минерале наблюдается пониженное содержание алюминия (2.26-2.31 к.ф.) и повышенное – железа (0.69-0.73 к.ф.). Формулы алланита-(Ce), рассчитанные исходя из условия баланса зарядов, отличаются преобладанием Fe^{2+} (0.38-0.71 к.ф.) над Fe^{3+} (0.02-0.33 к.ф.) и небольшим дефицитом атомов в позиции *A* (≥ 1.86 к.ф.). В составе REE-содержащего клиноцоизита, находящегося в сростаниях с алланитом, содержание редкоземельных элементов существенно снижается (до 0.19-0.28 к.ф.).

Одновременно наблюдается рост содержания алюминия (до 2.52-2.56 к.ф.), снижается количество железа (до 0.44-0.48 к.ф.), а в формулах минерала окисное железо (Fe^{3+} 0.29-0.40 к.ф.) начинает преобладать над закисным (Fe^{2+} 0.09-0.15 к.ф.) (Акбарпуран Хайяти и др., 2020).

В составе клиноцоизита из рассеянных скоплений количество ΣREE не превышает 0.05 к.ф., а в большинстве случаев оказывается ниже порога чувствительности анализа. Содержание железа колеблется от 0.24 до 0.56 к.ф., Fe^{3+} преобладает над Fe^{2+} . В некоторых анализах рассчитанное количество Fe^{3+} становится больше 0.5 к.ф., что позволяет отнести изучаемый минерал к эпидоту. Выше уже отмечалось, что клиноцоизит и эпидот формируют поликристаллические оторочки вокруг алланит – REE-содержащих клиноцоизитовых сростков. В свою очередь на кристаллы клиноцоизита нарастают более мелкие кристаллы редкоземельного клиноцоизита (Рисунок 33, в; 34, е), либо у кристаллов клиноцоизита появляются узкие краевые зоны, обогащенные лантаноидами (Рисунок 34, е).

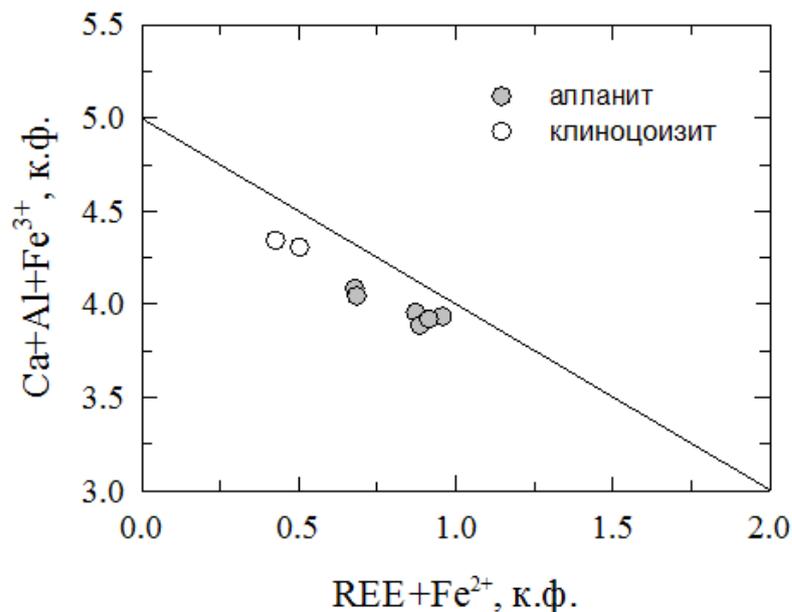


Рисунок 32 – $(\text{Ca} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - (\text{REE} + \text{Fe}^{2+})$ диаграмма для минералов надгруппы эпидота из метапелитового сланца серии Атомфьелла. Образец 3912-3а. Линия на графике соответствует изменению состава минерала при изоморфном замещении $\text{Ca} + \text{Fe}^{3+} = \text{REE} + \text{Fe}^{2+}$

Второй формой выделения минералов надгруппы эпидота в известковых сланцах являются кристаллы клиноцоизита с алланитовыми ядрами, которые образуют включения в порфиробластах граната (Рисунок 35). Подобные кристаллы имеют размер 200-250 мкм и обладают призматически-дипирамидальным габитусом. Алланитовые ядра располагаются в центре таких кристаллов или смещены к их краю и обладают извилистыми очертаниями (Рисунок 35, а, в, д). Внутреннее строение алланитовых ядер похоже на внутреннее строение алланит – REE-содержащих клиноцоизитовых сростков в матриксе: алланит и здесь

наблюдается в тесном сростании с редкоземельным клиноцоизитом (Рисунок 35, б, г). К тому же, вокруг алланитовых ядер формируются неправильные по форме оторочки REE-содержащего клиноцоизита (Рисунок 35, а).

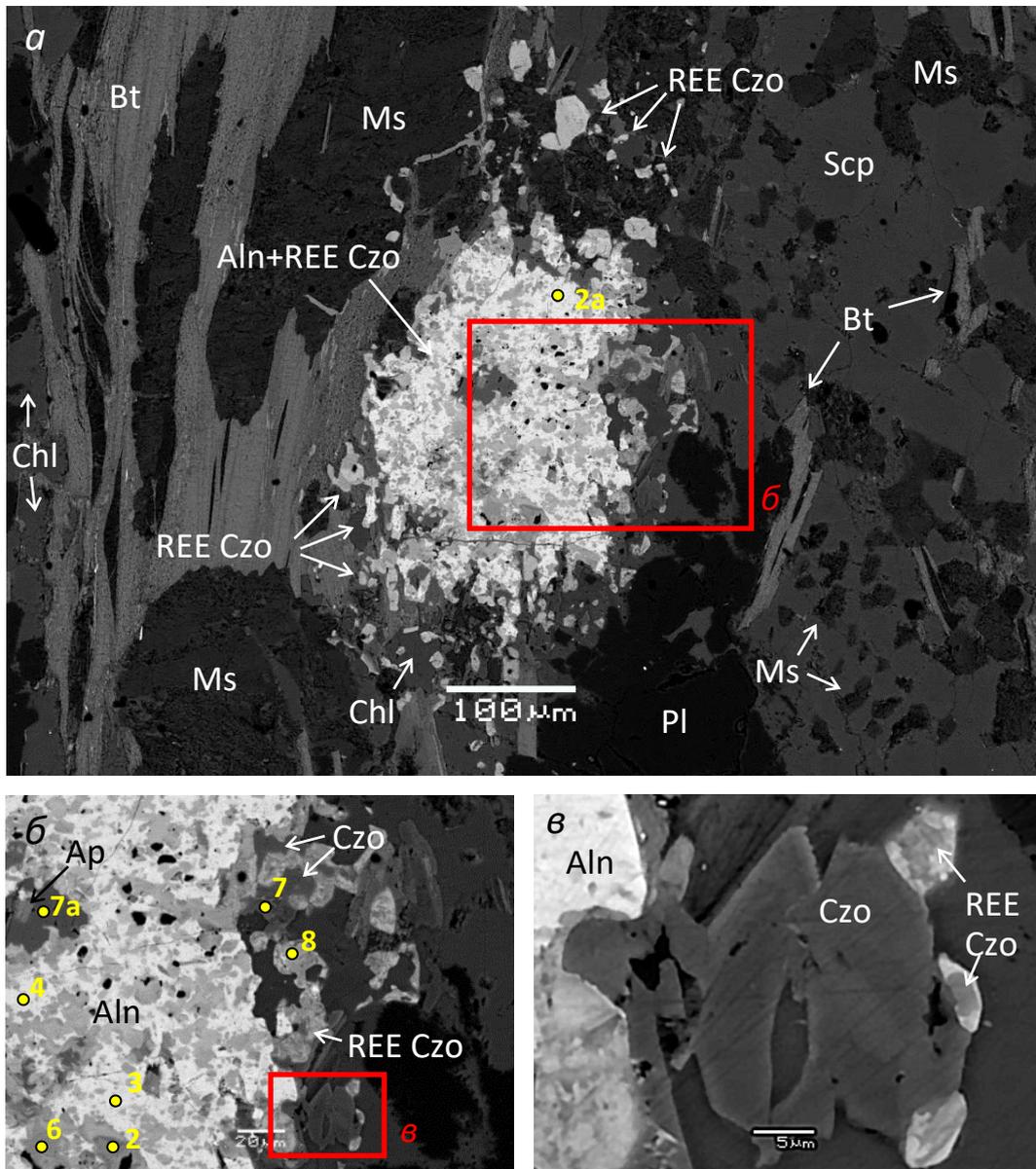


Рисунок 33 – Алланит-клиноцоизитовые агрегаты в матрице известкового сланца серии

Атомфелла. Образец 3912-3б. Изображения в обратно-отраженных электронах

a – зонально-построенные агрегаты алланита и клиноцоизита; *б, в* – увеличенные фрагменты изображения *a*. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в Приложении И.

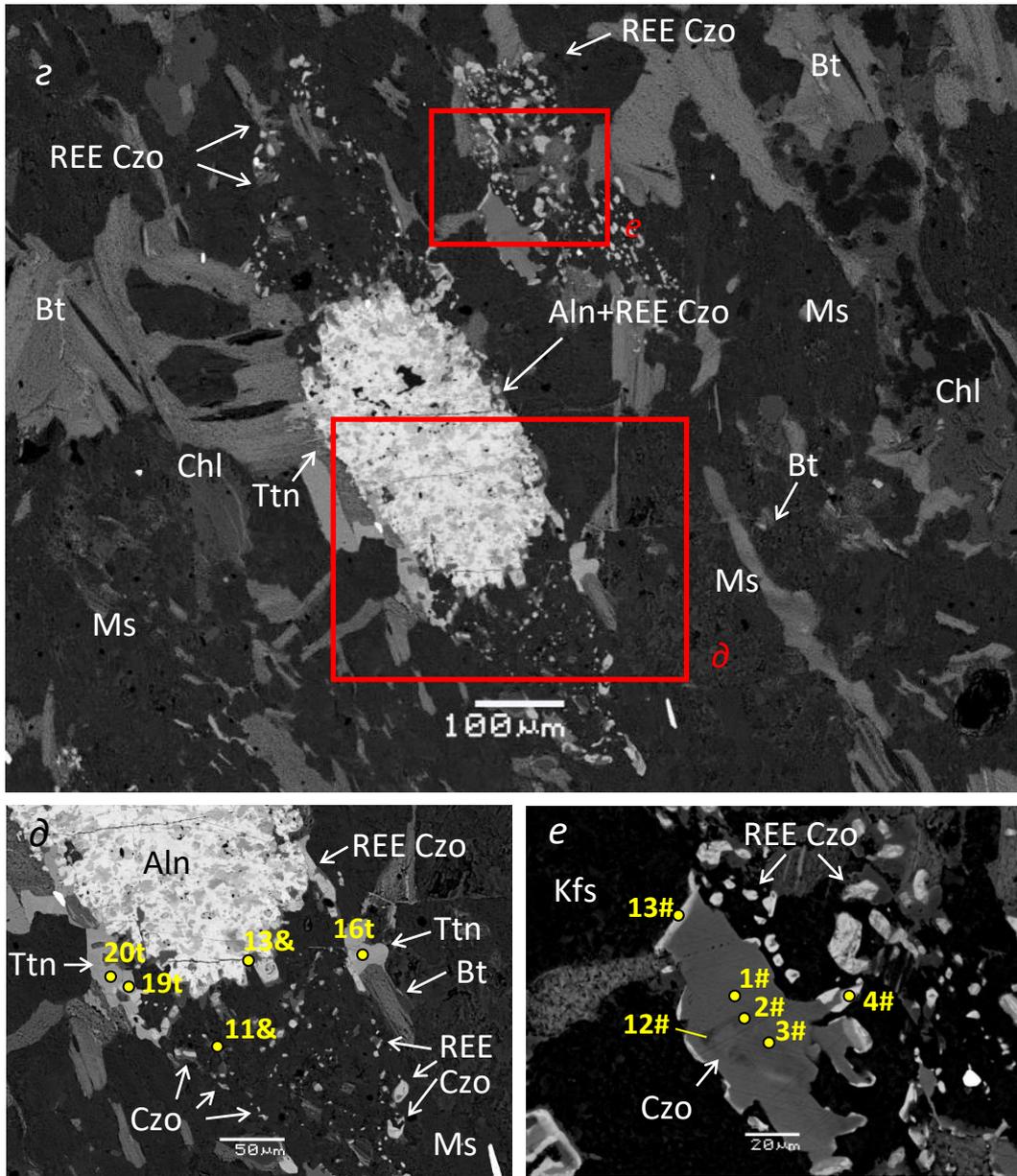


Рисунок 34 – Алланит-клиноцоизитовые агрегаты в матрице известкового сланца серии

Атомфелла. Образец 3912-36. Изображения в обратно-отраженных электронах

z – зонально-построенные агрегаты алланита и клиноцоизита; d, e – увеличенные фрагменты изображения z. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в Приложении И.

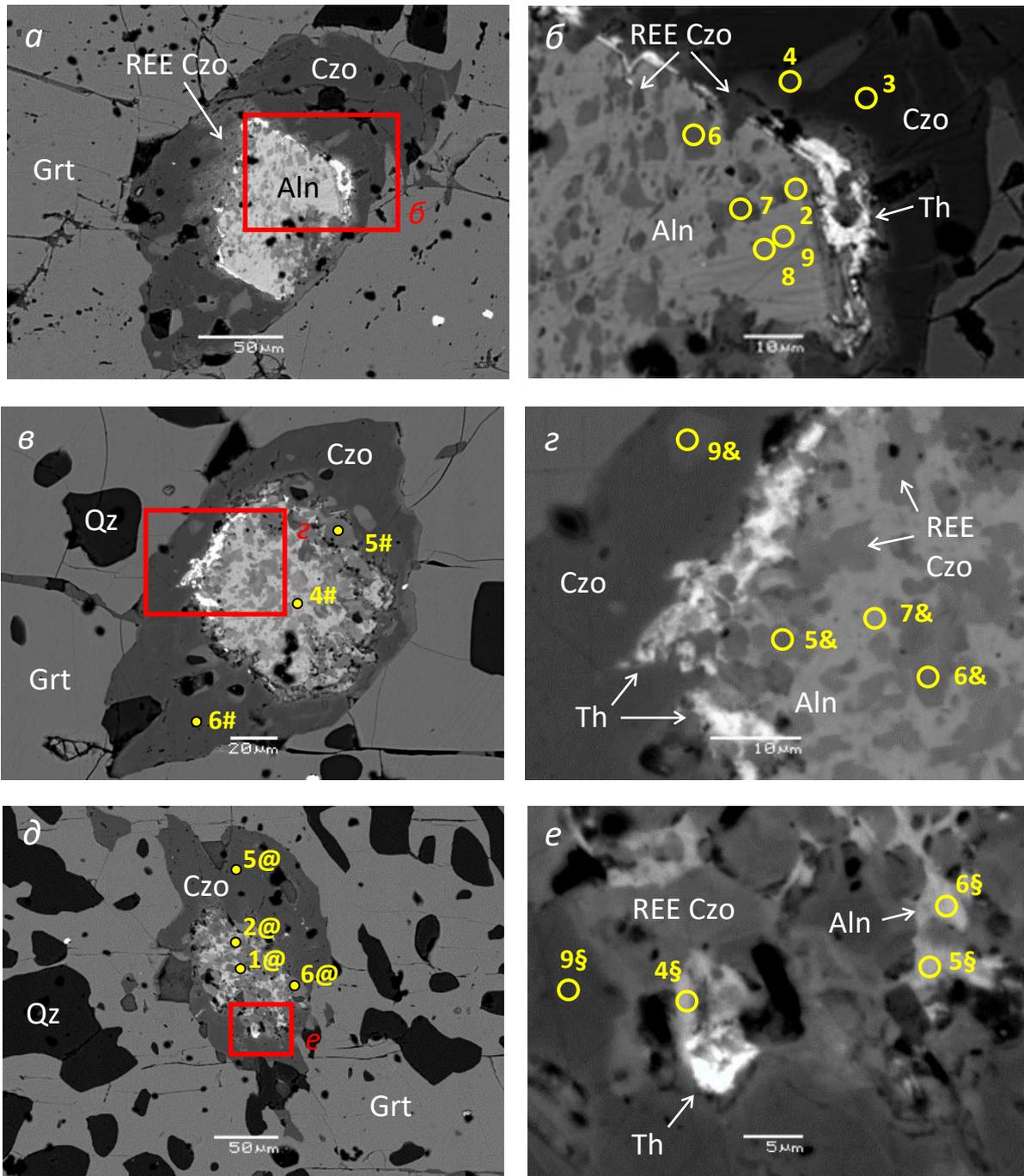


Рисунок 35 – Алланит-клиноцоизитовые включения в гранате из известкового сланца серии Атомфьелла. Образец 3912-36. Изображения в обратно-отраженных электронах

a, v, d – кристаллы клиноцоизита с алланитовыми ядрами; *б, з, е* – увеличенные фрагменты изображений *a, v, d* соответственно. Числа на рисунке отвечают номерам анализов в Приложении К.

По составу алланит-(Ce) из включений в гранате и алланит-(Ce) из матриксасходны (Приложение К). Различие, как видно на диаграмме REE–Al, заключается в немного более низком содержании алюминия; в тоже время по этому признаку алланит-(Ce) из включений в гранате близок к алланиту-(Ce) из метапелитов (Рисунок 36). Состав редкоземельного клиноцоизита варьирует в широких пределах, формируя почти непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются алланит и клиноцоизит, не содержащий лантаноидов. Интересно, что, в отличие от матрикса, в составе включений в порфиروبластах граната не встречается эпидот (минерал эпидот–клиноцоизитового ряда с низким содержанием лантаноидов, в котором содержание алюминия ниже 2.5 к.ф) (Рисунок 36).

Вокруг ядер алланита фиксируются каемки, состоящие из неидентифицированных ториевых минералов. Толщина кайм в среднем составляет 5-10 мкм, они отличаются прерывистым характером. Согласно данным микрозондового анализа, в состав минеральных выделений, обогащенных торием, входят: Si, Al, Fe, Ca, REE, Y, U, Zr, P, F.

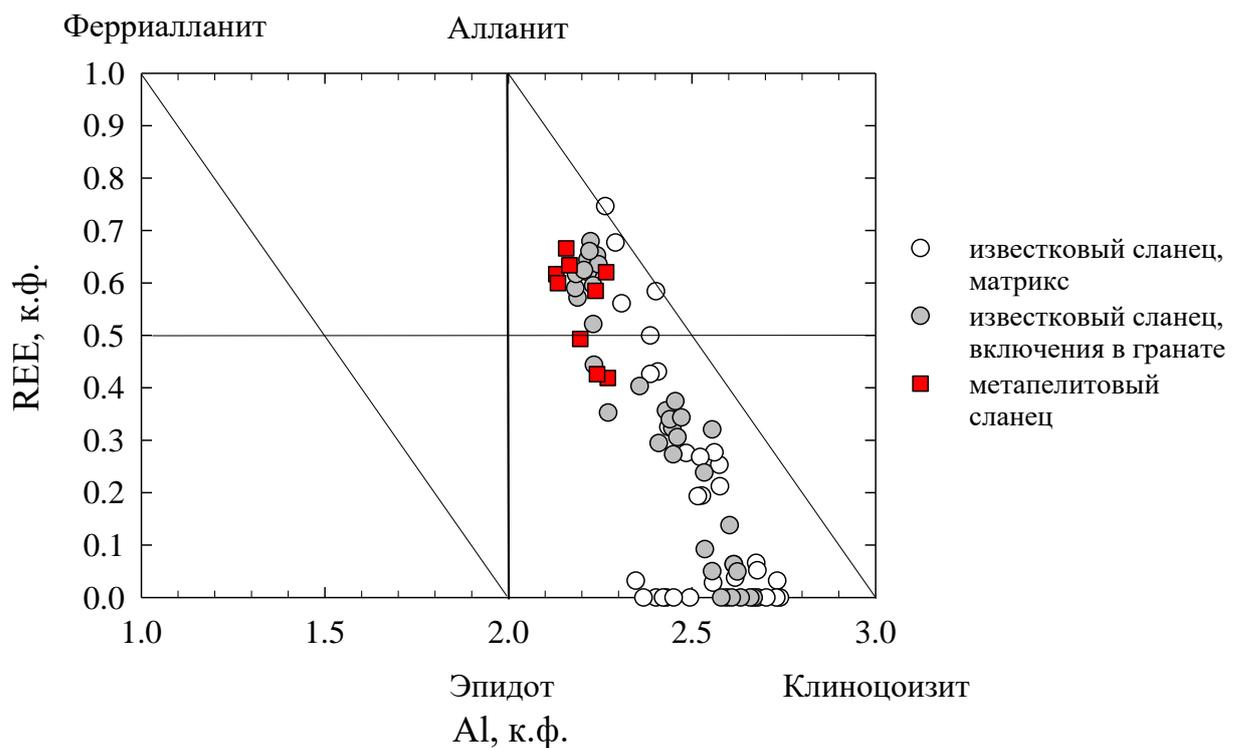


Рисунок 36 – REE–Al диаграмма (Petrik et al., 1995) для минералов надгруппы эпидота из метапелитовых и известковых сланцев серии Атомфьелла. Образцы 3912-3а, 3912-3б. Для построения графика использованы результаты пересчета микрозондовых анализов на кристаллохимические формулы, удовлетворяющие условию $2.9 < \text{Si к.ф.} < 3.05$ (Armbruster et al., 2006)

Минералы титана

Акцессорные минералы титана в изученных породах представлены несколькими минеральными видами. Для метапелитовых сланцев характерны ильменит и рутил. Они встречаются в виде рассеянной вкрапленности мелких (100-200 мкм) зерен в матриксе этих пород и образуют включения в порфиробластах граната. Включения в гранате распределены зонально (Рисунок 37, а, б), зерна ильменита приурочены к центральным частям порфиробластов, а рутила – к краевым. В переходной зоне ильменит и рутил могут наблюдаться в сростании (Рисунок 37, в). Подобные сростки встречаются и в матриксе. В состав ильменита входит примесь марганца (MnO до 2.2 мас. %; MnTiO₃ до 0.05 к.ф.), в состав рутила – примесь железа (FeO до 1.36 мас. %; Fe до 0.015 к.ф.).

В известковых сланцах рутил и ильменит образуют взаимные сростания, приуроченные к краевым зонам порфиробластов граната (Рисунок 38, д). С этими минералами тесно ассоциирует титанит. Он наблюдается в виде вкрапленности мелких (0.1-0.2 мм) зональных зерен (Рисунок 38, а, б), образует сростания с алланитом (Рисунок 38, г, д), в виде каемок окружает выделения ильменита (Рисунок 38, в) (Акбарпуран Хайяти и др., 2020). Предположительно, в породах наблюдается две генерации титанита: (1) более ранняя, представленная вкрапленностью зерен в матриксе, возможно – каемками вокруг зерен ильменита, (2) более поздняя, к которой относятся множественные пластинчатые кристаллы, развивающиеся по трещинам спайности в хлорите (Рисунок 38, з).

Для ильменита из известковых сланцев характерно повышенное содержание марганца (MnO 5.5-6.8 мас. %; MnTiO₃ 0.12-0.14 к.ф.). Рутил отличается содержанием примесей ниже предела чувствительности анализа. В состав титанита входит Al₂O₃, содержание которого варьирует в пределах 1.9-6.1 мас. %, уменьшаясь от центра к краям зональных кристаллов (Приложение Л). Отрицательная корреляция между содержаниями Al₂O₃ и TiO₂ (Рисунок 39) свидетельствует о возможности вхождения алюминия в структуру титанита по схеме Al³⁺ + OH⁻ = Ti⁴⁺ + O²⁻ (Higgins, Ribbe, 1976).

5.2 Условия минералообразования

Для интерпретации полученных данных использовались изохимические *P-T* диаграммы (Раздел 4.2). Согласно выполненным расчетам (Рисунок 24, а), в метапелитовом сланце 3912-3а ильменит входил в состав минерального парагенезиса уже на начальных стадиях порфиробластеза (500-510 °С, 5 кбар). При повышении температуры до 600 °С и давления до 8 кбар ильменит терял устойчивость и сменялся рутилом, который сохранял стабильность вплоть до пиковых условий метаморфизма (670-690 °С, 10-11 кбар). Вероятно, именно это обстоятельство стало причиной зонального распределения включений ильменита и рутила в

порфиробластах граната (Рисунок 38). Последующая изотермическая декомпрессия, способствовала тому, что ильменит снова вошел в число равновесных минералов парагенезисов (при давлении ниже 7.5 кбар).

В случае известкового сланца (Рисунок 25, образец 3912-3б) в момент начала порфиробластеза (530-540 °С, 5.5-7.5 кбар) в породе устойчиво сосуществовали клиноцоизит и рутил. При нагреве свыше 580 °С клиноцоизит замещался плагиоклазом. Сохраняя стабильность вплоть до достижения пиковых условий метаморфизма (660-680 °С, 8.5-10.5 кбар), рутил терял устойчивость при последующем снижении температуры и давления: вместо него при 550-600 °С, 6-6.5 кбар в состав парагенезисов входил ильменит, который в более низкотемпературных условиях (450-470 °С, 3-5 кбар) замещался титанитом.

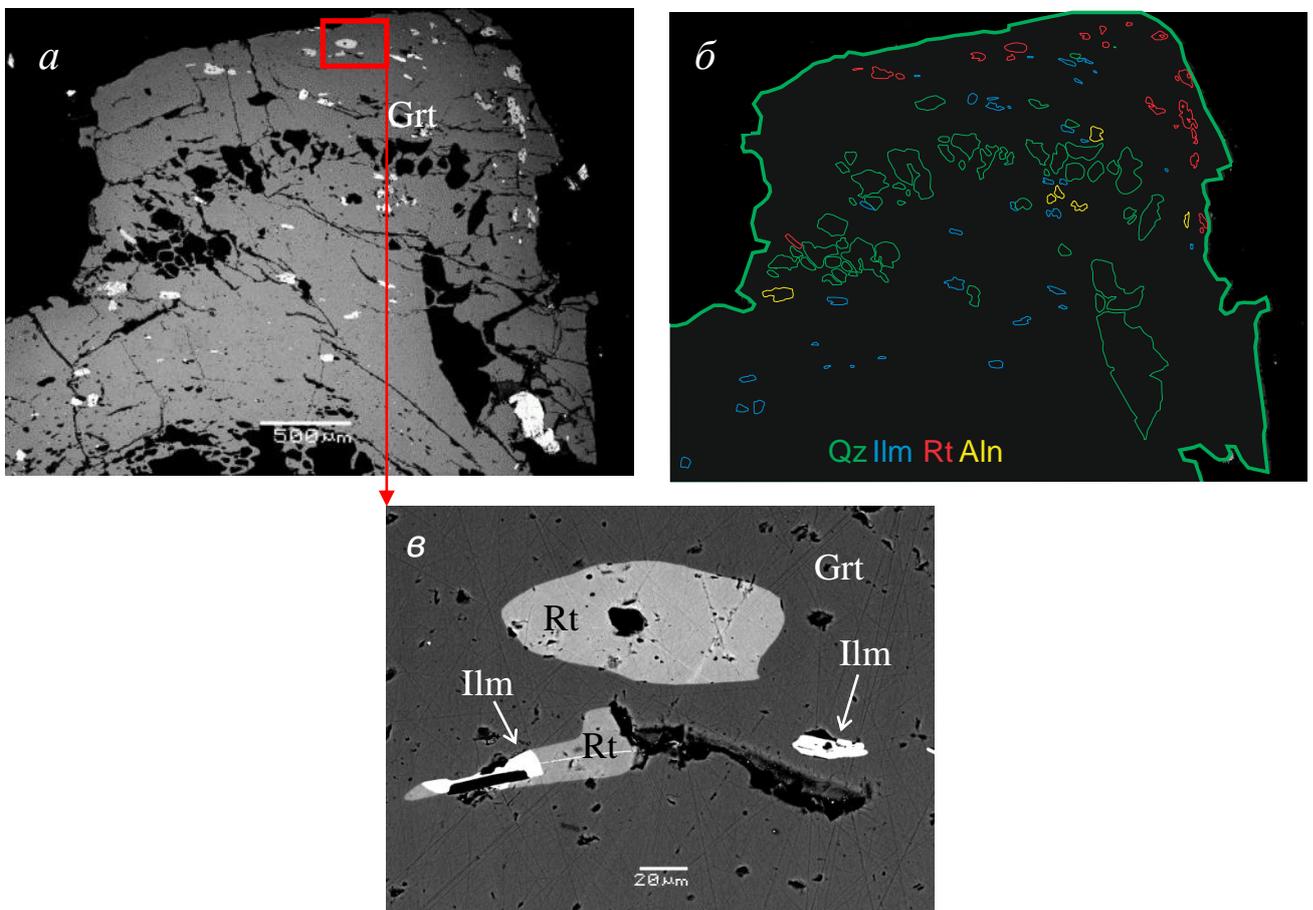


Рисунок 37 – Минеральные включения в порфиробласте граната из метапелитового сланца.

Образец 3912-3а, серия Атомфьелла. Изображения в обратно-отраженных электронах

a, б – зональное распределение включений в порфиробласте; *в* – включения ильменита и рутила.

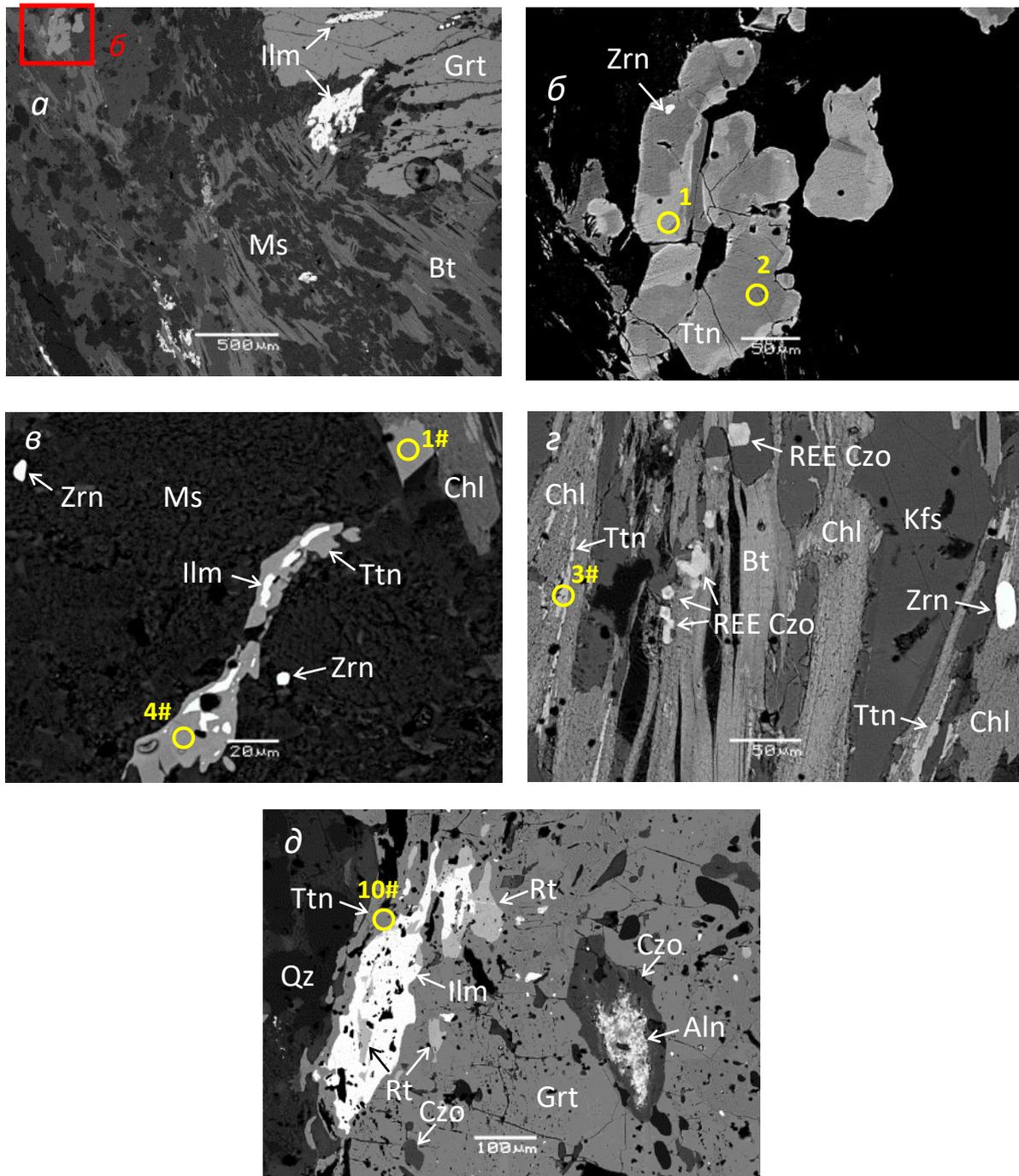


Рисунок 38 – Рутил, ильменит и титанит в известковом сланце серии Атомфьелла. Образец 3912-36. Изображения в обратно-отраженных электронах

a – выделения ильменита и титанита в матриксе, *б* – зональные кристаллы титанита (увеличенный фрагмент изображения *a*), *в* – выделения ильменита, окруженные каемкой титанита, *г* – пластинчатые выделения титанита, приуроченные к трещинам спайности в хлорите, *д* – рутил, ильменит и титанит в сростании с гранатом. Числа на рисунке отвечают номерам анализов в Приложении 8.

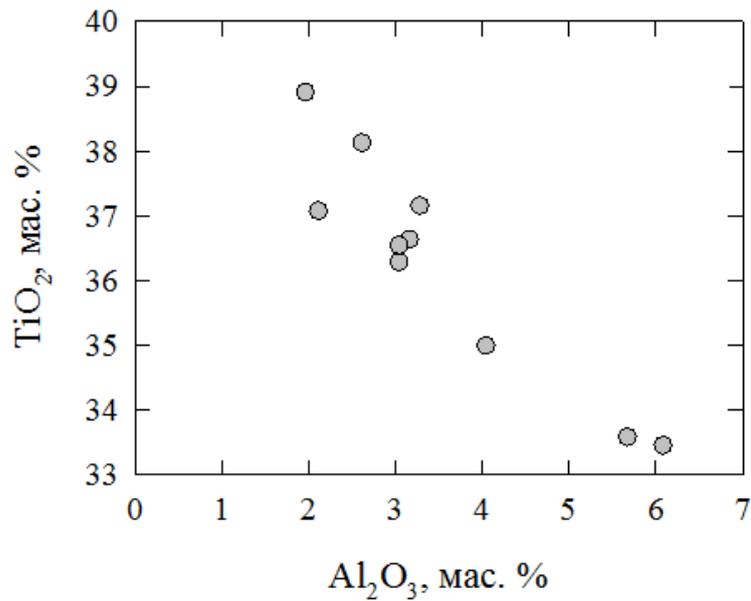


Рисунок 39 – Al₂O₃–TiO₂ диаграмма для титанита из известкового сланца серии Атомфьелла.
Образец 3912-36

5.3 Закономерности фазовых превращений

Зональные кристаллы эпидота или клиноцоизита с алланитовыми ядрами в метапелитовых сланцах и гнейсах многократно описаны в литературе (Sakai et al., 1984; Sorensen, 1991; Janots et al., 2006, 2008; Krenn, Finger, 2007; Gasser et al., 2012; Goswami-Banerjee, Robyr, 2015; Airaghi et al., 2019). По данным геологических наблюдений и результатам экспериментальных исследований, алланит присутствует в метаосадочных породах и как детритовый (Krenn et al., 2008; Goswami-Banerjee, Robyr, 2015), и как новообразованный минерал, замещающий в условиях фации зеленых сланцев (430-450 °C) детритовый монацит. В условиях нижней амфиболитовой фации (525-610 °C) алланит замещается метаморфическим монацитом и минералами группы эпидота (Smith, Barreiro, 1990; Wing et al., 2003; Yang, Pattison, 2006; Janots et al., 2007, 2008, и др.). Эти закономерности хорошо согласуются с оценками P-T условий кристаллизации минералов надгруппы эпидота в сланцах серии Атомфьелла. Согласно термодинамическим расчетам, первые зародыши граната появились в изученных породах при температурах и давлениях, не превышавших 530-540 °C и 5.5-7.5 кбар соответственно. В этих условиях алланит (детритовый или новообразованный) терял устойчивость и частично замещался REE-содержащим клиноцоизитом с образованием гранных или габитусных (губчатых) псевдоморфоз по классификации А.Э. Гликина (2004). Одним из продуктов реакций замещения выступала минеральная фаза, обогащенная торием. Образование микровыделений ториевых минералов (силикатов и фосфатов Th), идущее параллельно с

разложением алланита, является характерной чертой подобных реакций (Wing et al., 2003; Skrzypek et al., 2017).

В известковых сланцах, где, благодаря повышенному содержанию кальция в породах, в состав парагенезисов входил клиноцоизит, вокруг неправильных по форме (детритовых?) выделений алланита формировались клиноцоизитовые оторочки. Будучи армированы гранатом, они сохранялись как реликты ранних парагенезисов в ходе последующих метаморфических изменений. Иная «судьба» была уготована зональным кристаллам $Aln-Czo$, не захваченным порфиробластами граната: на ранних стадиях порфиробластеза они подвергались частичному псевдоморфному замещению REE-содержащим клиноцоизитом в виде рассеянных скоплений мелких зерен новообразованного минерала, предположительно повторяющих контуры клиноцоизитовых оторочек. Подобные скопления, только состоящие из мелких зерен монацита, часто образуются при замещении алланита этим минералом (Wing et al., 2003; Fraser et al 2004; Krenn, Finger, 2007; Janots et al., 2008). Их облик считается типичным и рассматривается как свидетельство лимитирующей роли межгранулярной диффузии при метаморфической кристаллизации (Yang, Pattison, 2006). По классификации А.Э. Гликина (2004) они являются примером «локализованных автоморфоз» – агрегатов вторичных кристаллов, пространственно совмещенных с протокристаллом, но не сохраняющих элементов его формы. Согласно последнему автору, лимитирующим фактором при их образовании напротив выступают низкие скорости нуклеации и роста новообразований. Кинетическими причинами можно объяснить также хорошую сохранность эпидот-клиноцоизит-алланитовых агрегатов в известковых сланцах на поздних стадиях порфиробластеза.

Наряду с минералами надгруппы эпидота важную информацию об условиях порфиробластеза несут Fe-Ti оксиды. Рутил, ассоциированный с ильменитом в средне- и высокотемпературных метапелитах и метабазитах, многими геологами рассматривается как индикатор повышенного давления. Реакции смещенного равновесия (8, 9)



изучены экспериментально и положены в основу GRAIL (Bohlen et al., 1984) и GRISP (Bohlen, Liotta, 1986; Wu, Zhao, 2006) геобарометров.

Grt-Rt-Als-Ilm (GRAIL) геобарометр откалиброван для метапелитов. В ходе опытов смесь природного силлиманита и синтетических рутила, ильменита и альмандина, составы которых отвечали стехиометрическим формулам минералов, а количества – стехиометрическим соотношениям в реакции (8), выдерживалась при заданных температурах и давлениях до достижения равновесия. Последнее фиксировалось по исчезновению минералов, относящихся к

левой части (Alm+Rt) или правой части (Sil+Qz+Ilm) уравнения (8). Опыты проводились в интервале температур 750-1100 °С и давлений 11.5-15.9 кбар (Bohlen et al., 1984). По результатам опытов (Рисунок 40), с учетом термодинамических свойств минеральных фаз, была построена P-T диаграмма с линиями равновесия сосуществующих твердых растворов граната и ильменита (Рисунок 41). (Если в реакции (8) принимают участие альмандиновый гранат с примесями Mg, Ca, Mn и ильменит с примесями Mg, Mn, равновесие из моновариантного превращается в дивариантное. Это равновесие описывается константой равновесия $K = a_{\text{Ilm}}^3/a_{\text{Alm}}$. Уменьшение активности альмандинового минала сдвигает его в область меньших давлений). При отсутствии рутила в парагенезисе, GRAIL геобарометр показывает верхний предел давления. Широкое распространение граната, рутила и ильменита в умеренно- и высокоглиноземистых породах делает GRAIL геобарометр удобным «инструментом» для оценки условий метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций (Bucher, Grapes, 2011).

Grt-Rt-Ilm-Pl-Silica (Qz) (GRIPS) геобарометр предназначен для гранатсодержащих амфиболитов и гранулитов. Он был откалиброван на основе опытов, в которых при заданных температурах и давлениях уравнивались гроссуляр-альмандиновый гранат, ильменит, рутил и анортит. Условия равновесия определялись по исчезновению минералов, относящихся к левой части (Alm+Grs+Rt) и правой части (Ilm+Qz+Rt) уравнения (9). По результатам экспериментов (Рисунок 45) был построен график с линиями равновесия сосуществующих твердых растворов граната, ильменита и плагиоклаза, которое описывается константой равновесия $K = a_{\text{Ilm}}^6 \cdot a_{\text{An}}^3/a_{\text{Grs}} \cdot a_{\text{Alm}}^2$ (Bohlen, Liotta, 1986). Впоследствии GRISP геобарометр был заново откалиброван китайскими исследователями (Wu, Zhao, 2006) на основе более комплексных моделей активностей компонентов твердых растворов (Fe-Mg-Ca-Mn граната, Ca-Na-K плагиоклаза, ильменита с примесями пиррофанитового и гейкелитового миналов), что позволило использовать этот геобарометр для метапелитовых парагенезисов в широком интервале температур и давлений (> 6 кбар).

Корректное применение GRAIL и GRISP геобарометров требует учета микроструктурных позиций минералов, участвующих в реакции. В сланцах серии Атомфелла эти позиции определяются приуроченностью включений ильменита к центральным, а рутила – краевым зонам роста порфиробластов граната, что указывает на последовательное образование двух минералов в ходе проградного метаморфизма. Фактором, определяющим кристаллизацию рутила на поздних стадиях порфиробластеза, выступает рост давления. Величина давления, при которой стабилизируется рутил, зависит от валового состава пород. По данным моделирования, в случае метапелитовых пород она составляет 7.5-8.5 кбар, в случае известковых сланцев – уменьшается до 5-6 кбар. На заключительных стадиях порфиробластеза рутил являлся стабильным, а ильменит – метастабильным минералом.

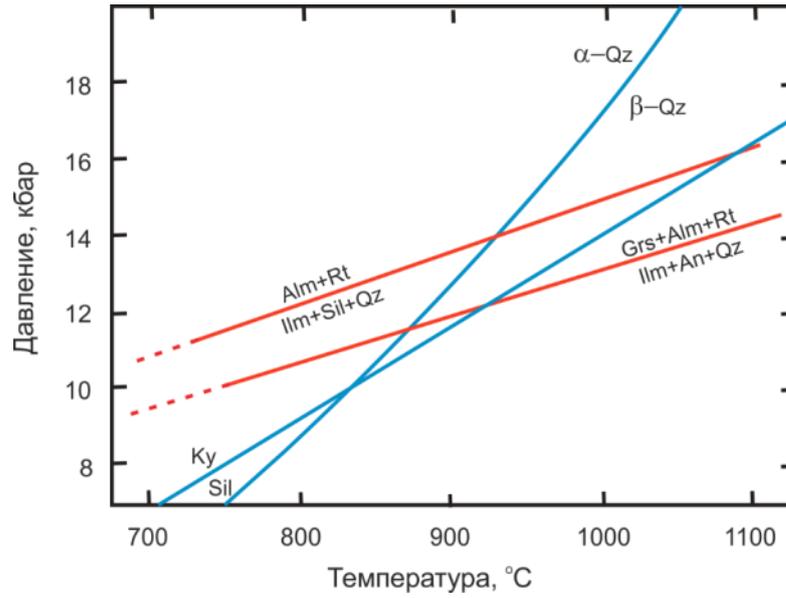


Рисунок 40 – Линии равновесий Ti-Fe оксидов, построенные по экспериментальным данным (Bohlen et al., 1984; Bohlen, Liotta, 1986) и положенные в основу GRAIL и GRIPS геобарометров

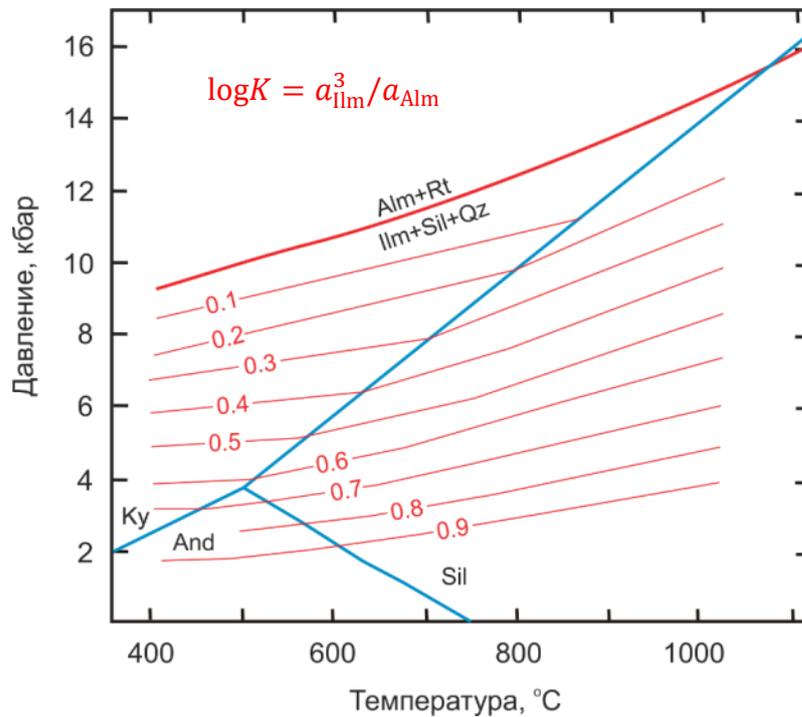
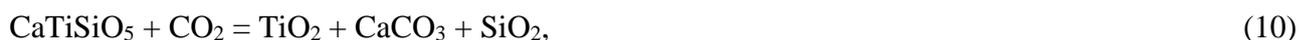


Рисунок 41 – P - T диаграмма с изолиниями значений $\log K = a_{\text{ilm}}^3 / a_{\text{Alm}}$, характеризующими равновесие сосуществующих твердых растворов граната и ильменита в метапелитовых системах, насыщенных TiO_2 . По: Bohlen et al., 1984

Подобные взаимоотношения между Fe-Ti оксидами описаны в литературе и, видимо, являются характерными для метаморфических пород амфиболитовой фации. Примером могут служить метаморфические комплексы североамериканских Кордильер на Аляске (Valley et al., 2003), в состав которых входят гранат-кианит-биотитовые гнейсы, образованные при температуре 640-750 °С и давлении 9-12 кбар. Эти породы демонстрируют зональное распределение микровключений ильменита и рутила в гранате (ядро порфиробластов граната – ильменит, краевые зоны – рутил) и признаки псевдоморфного замещения сосуществующих фаз (ильменита – рутилом и рутила – ильменитом). С учетом этих наблюдений, данных минеральной термобарометрии (включая показания GRAIL и GRISP геобарометров) и физико-химического моделирования сделан вывод о последовательности минералообразования ильменит → рутил → ильменит, связанной с тем, что: (1) на проградной стадии, в ходе роста граната, давление превысило 10 кбар, благодаря чему ильменит стал неустойчивым и уступил свое место в составе парагенезисов рутилу; (2) на ретроградной стадии, при падении давления, имели место обратные превращения (Valley et al., 2003). Другой пример – метапелитовые гнейсы архейской провинции Вайоминг (Swapp et al., 2018), в которых рутил (наряду с кианитом и силлиманитом) образует включения в гранате и встречается в матриксе, где он частично замещен ильменитом. По данным физико-химического моделирования подобные закономерности объясняются изменением условий в ходе метаморфизма: (1) кристаллизацией рутила при высоких температурах и давлениях (до ~900 °С, ~12 кбар), (2) понижением параметров метаморфизма на ретроградной стадии (до ~700 °С, 6-7 кбар). В гранат-силлиманит-биотитовых сланцах и гнейсах орогенного пояса Кюилиан, Тибет (Li et al., 2019) реакционные взаимоотношения между ильменитом и рутилом интерпретируются как результат декомпрессии в ходе метаморфизма амфиболитовой стадии (580-680 °С, 8-10 кбар).

На регрессивной стадии рутил и ильменит в известковых сланцах серии Атомфьелла замещались титанитом. В интервале давлений 3-5 кбар поле устойчивости этого минерала было ограничено температурами 450-470 °С. По существующим представлениям, подобные температурные условия достаточно типичны для образования титанита в метаморфических породах (Hunt, Kerrick, 1977). Реакции замещения (10, 11)



(где [FeO] – это железо, переходящее в водных раствор и идущее на образование хлорита, с которым тесно ассоциирует титанит) протекали при участии водно-углекислотного флюида с низкой активностью CO₂, что в условиях пониженных температур служило дополнительным условием стабилизации титанита (Grapes, Watanabe, 1992).

5.4 Выводы по главе 5

Акцессорные минералы изученных пород отвечают разным «временным срезам» метаморфической эволюции. Наиболее ранняя ассоциация включает: монацит-(Ce), а также REE-содержащие клиноцоизит и эпидот, замещающие алланит-(Ce). Эти минералы образовались до начала кристаллизации граната и на ранних стадиях порфиробластеза (в условиях фации зеленых сланцев и нижней амфиболитовой фации). В период, предшествующий порфиробластезу, возникли клиноцоизитовые оторочки вокруг выделений алланита-(Ce). Об этом свидетельствуют зональные кристаллы клиноцоизита с алланитовыми ядрами, наблюдающиеся в виде включений в гранате. На завершающих стадиях порфиробластеза в связи с достижением пиковых условий метаморфизма (670-690 °С, 10-11 кбар) стабилизировался рутил и возникла ассоциация Fe-Ti оксидов, включавшая, кроме рутила, метастабильный в этих условиях ильменит. При температурах 450-470 °С и давлении 3-5 кбар, в известковых сланцах рутил и ильменит замещались титанитом, парагенным с хлоритом поздней минеральной ассоциации.

ГЛАВА 6 ОЦЕНКА ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЗМА

Для определения возраста метаморфизма были датированы породы и минералы в двух представительных образцах метапелитовых сланцев свиты Риттерватнет, серия Атомфьелла (образец 3912-3а) и свиты Флоен, серия Моссель (образец 3885-1).

6.1 Rb-Sr и Sm-Nd методы

Изучались породы в целом (WR) и отдельные минералы (Pl, Bt, Ms, Grt). Результаты анализов приведены в Приложении М. Во всех случаях линии регрессии оказались эрохронами (Рисунки 42, 46) с высокими значениями СКВО, поэтому для оценки возраста использовались двухточечные изохроны (Рисунки 43-45, 47). Результаты датирования приведены в Таблице 5. Значения Sm-Nd возраста для обоих образцов с учетом погрешностей близки (433 ± 3 ; 422 ± 7 млн лет), с ними совпадает оценка Rb-Sr возраста, полученная для обр. 3885-1 (429 ± 2 млн лет). Таким образом, можно ограничить время проявления пика метаморфизма амфиболитовой фации для пород серий Атомфьелла и Моссель возрастом около 430 млн лет. Так как температура закрытия Rb-Sr системы ниже, чем Sm-Nd, более молодые Rb-Sr изотопные возрасты, полученные для образца 3912-3а (~405 млн лет) можно соотнести со стадией ретроградного охлаждения (Акбарпуран Хайяти, Гульбин, 2024).

Таблица 5. Результаты изотопного датирования метапелитов

Номер образца	Порода, минералы	Возраст, млн лет	Начальное изотопное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$)
<i>Rb-Sr система</i>			
3912-3а	Pl, Bt	405.8 ± 2.0	0.73247 ± 7
	WR, Bt	407.5 ± 2.0	0.73998 ± 11
3885-1	Ms, Bt	428.9 ± 2.1	0.72824 ± 13
<i>Sm-Nd система</i>			
3912-3а	WR, Grt	433.4 ± 2.5	0.511631 ± 16
3885-1	WR, Grt	421.6 ± 6.5	0.511498 ± 19

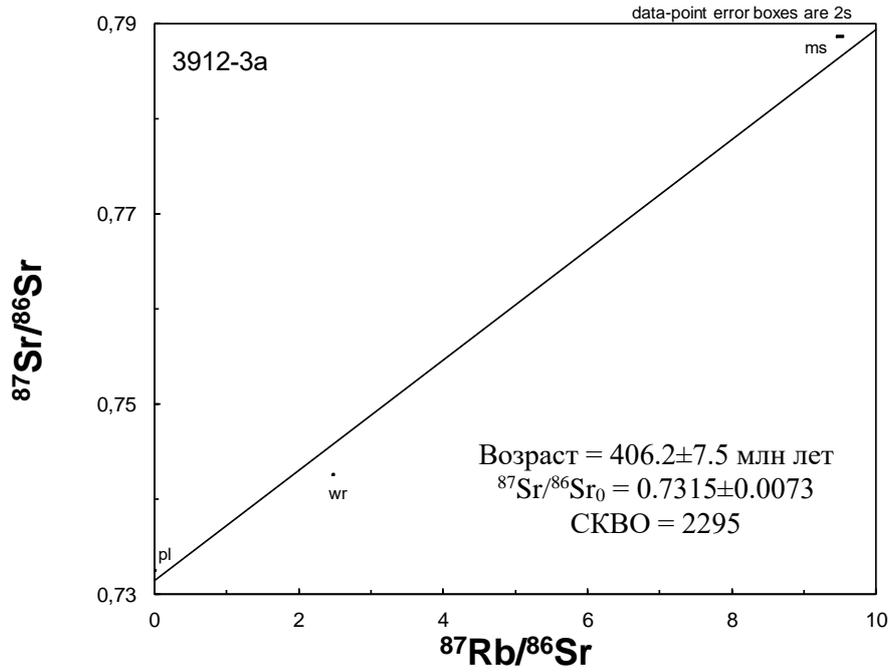


Рисунок 42 – Rb-Sr эрохрона для метапелитового сланца обр. 3912-3а. Серия Атомфьелла. WR – валовый состав породы

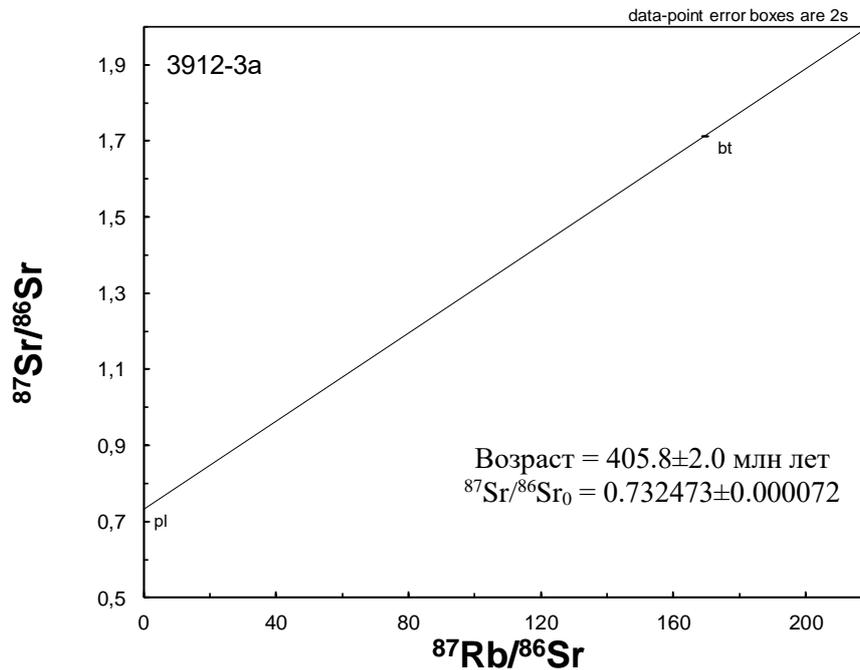


Рисунок 43 – Двухточечная Rb-Sr изохрона, построенная для плагиоклаза и мусковита из метапелитового сланца обр. 3912-3а. Серия Атомфьелла

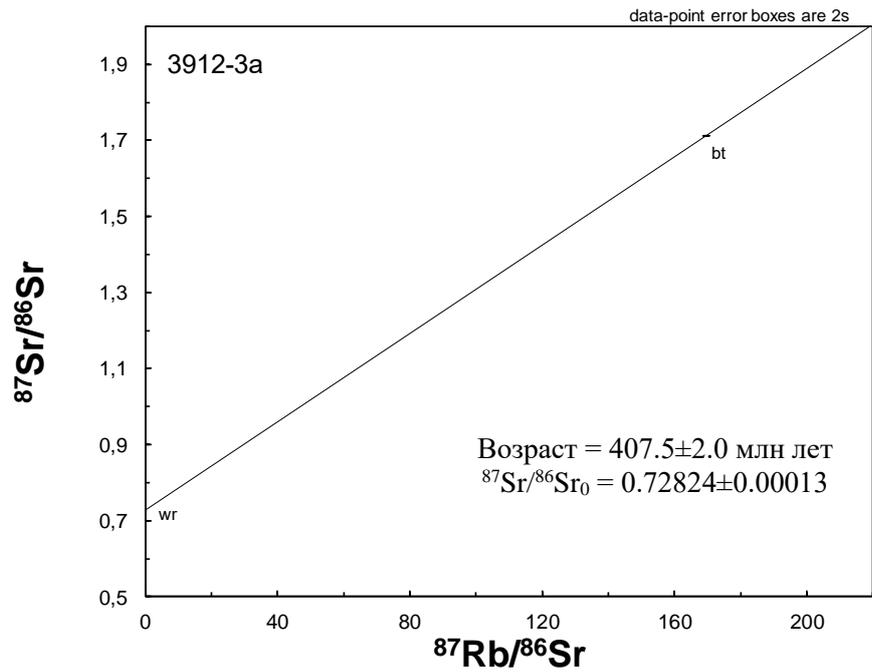


Рисунок 44 – Двухточечная Rb-Sr изохрона, построенная для валового состава породы (WR) и мусковита из метапелитового сланца обр. 3912-3а. Серия Атомфьелла

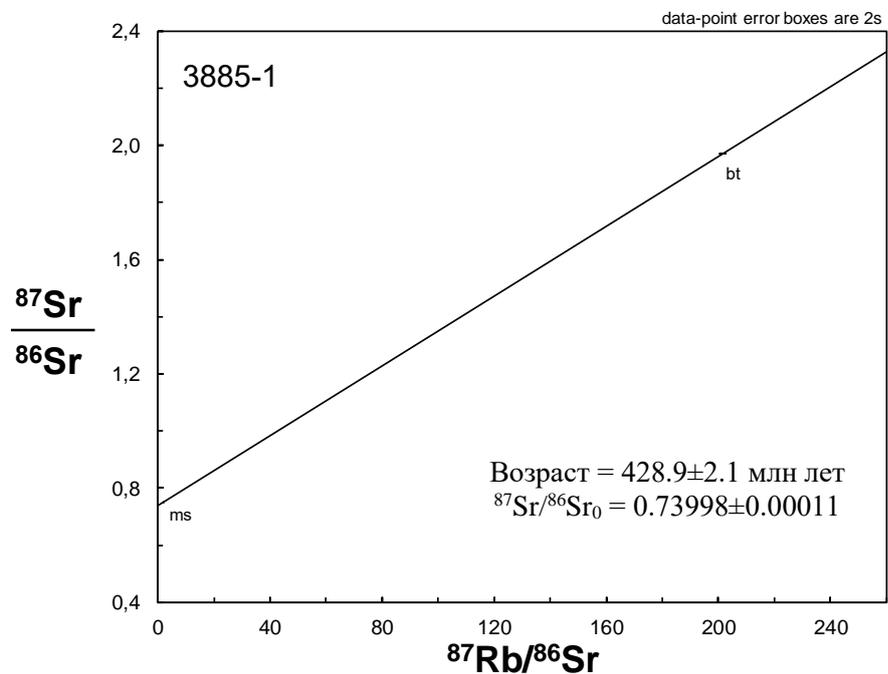


Рисунок 45 – Двухточечная Rb-Sr изохрона, построенная для мусковита и биотита из метапелитового сланца обр. 3885-1. Серия Моссель

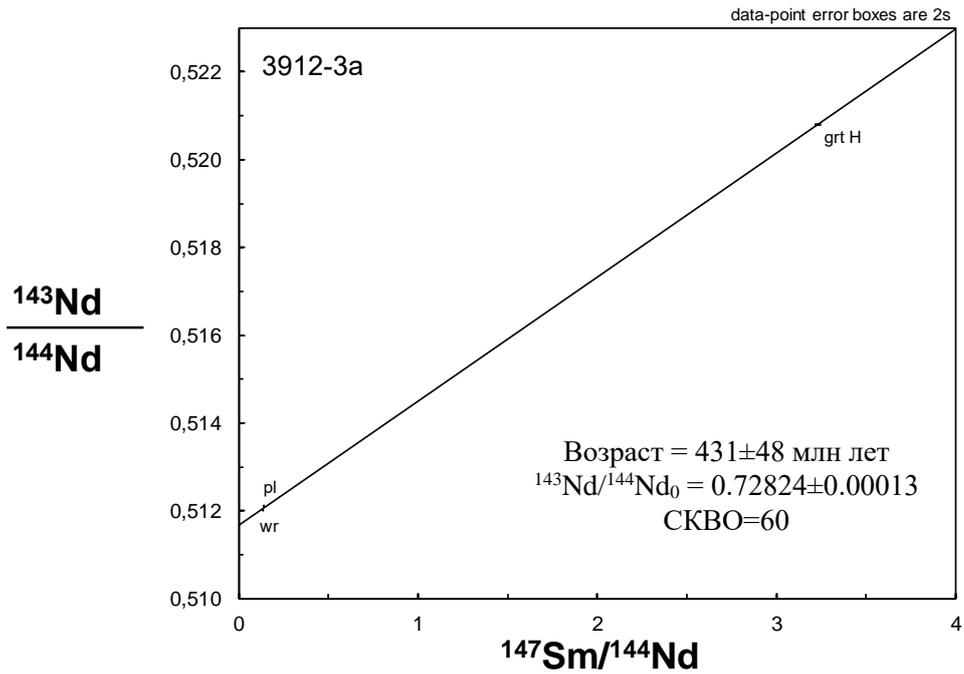


Рисунок 46 – Sm-Nd эрохрона для метапелитового сланца обр. 3885-1. Серия Моссель. WR – валовый состав породы, Grt H – мономинеральная фракция граната, обработанная серной кислотой

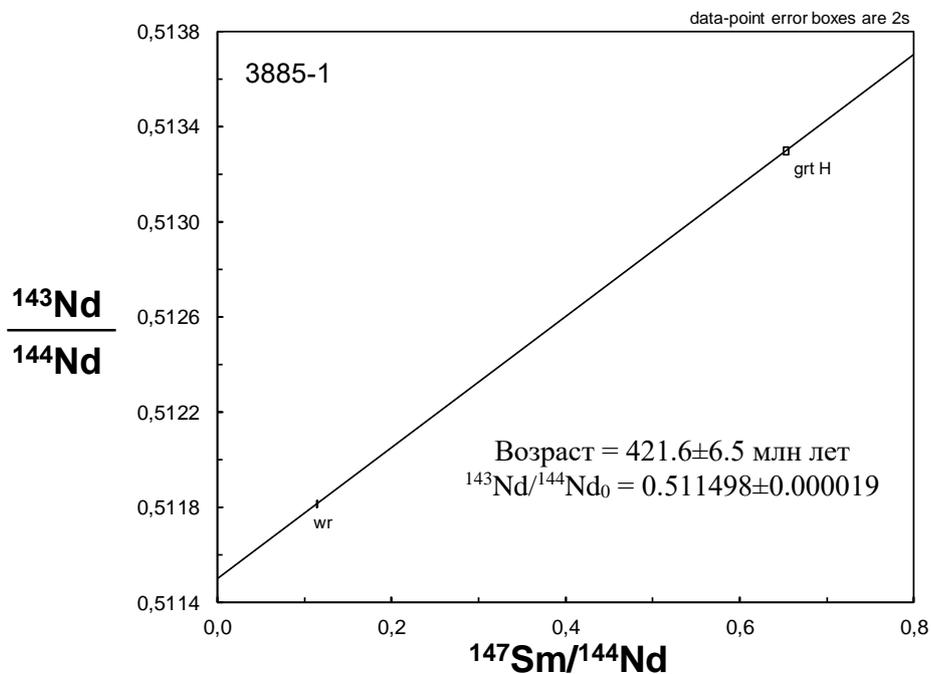


Рисунок 47 – Двухточечная Sm-Nd изохрона, построенная для валового состава породы (WR) и граната из метапелитового сланца обр. 3885-1. Серия Моссель. Grt H – мономинеральная фракция граната, обработанная серной кислотой

6.2 U-Th-Pb (SHIME) метод

Характеристика монацита. В обр. 3912-3а монацит образует многочисленные хорошо ограненные призматические кристаллы размером до 50 и более мкм по удлинению, обладающие зонально-секториальным строением и расположенные в интерстициях биотит-мусковитового агрегата (Рисунок 48, а). Часто эти кристаллы образуют скопления и находятся в тесном сростании с пластинками углеродистого вещества. Реже встречаются сростки монацита с ильменитом и рутилом.

В обр. 3885-1 наблюдаются изометричные и удлинено-призматические кристаллы монацита размером 10-30 мкм, находящиеся в сростаниях с мусковитом и биотитом.

Состав монацита. Образец 3912-3а (серия Атомфьелла). Изученные зерна обладают неоднородным внутренним строением, которое подчеркивается на микрофотографиях наличием светлых участков с кристаллографическими формами, обогащенных торием и ураном (Рисунок 48). Содержания этих компонентов варьируют от 1.4 до 7.4 мас. % (ThO_2) и от 0.31 до 1.1 мас. % (UO_2). Th/U отношение изменяется в пределах 1.5-15.4. Содержание PbO составляет 0.05-0.14 мас. %. Редкоземельный состав монацита отличается преобладанием церия (Ce_2O_3 27.1-30.2 мас. %; Ce 0.41-0.45 к.ф.) над лантаном (La_2O_3 13.0-18.3 мас. %; La 0.20-0.27 к.ф.) и неодимом (Nd_2O_3 9.5-14.2 мас. %; Nd 0.14-0.21 к.ф.). В состав монацита входят примеси Y_2O_3 (0.1-1.9 мас. %), CaO (0.4-1.6 мас. %) и SiO_2 (0.1-0.7 мас. %). Обратная корреляция между суммами содержаний (REE + P) и (Th + Si) (Рисунок 48, д) указывает на вхождение тория в структуру минерала преимущественно по схеме монацит-чералитового замещения: $\text{Th}^{4+} + \text{Ca}^{2+} = 2\text{REE}^{3+}$ (Uher et al., 2014; Al-Ani et al., 2019).

Образец 3885-1 (серия Моссель). В отличие от предыдущего образца, здесь наблюдаются зерна с однородным внутренним строением (Рисунок 49, а-б), в которых содержание ThO_2 изменяется в пределах 1.7-5.2 мас. %, UO_2 – 0.5-0.8 мас. %, Th/U отношение – 2.4-8.1. Содержание PbO равняется 0.07-0.12 мас. %. Среди редкоземельных элементов преобладает церий (Ce_2O_3 27.8-30.2 мас. %; Ce 0.41-0.44 к.ф.), подчиненную роль играют лантан (La_2O_3 13.7-15.9 мас. %; La 0.20-0.23 к.ф.) и неодим (Nd_2O_3 11.9-13.2 мас. %; Nd 0.17-0.19 к.ф.). Характерными примесями выступают Y_2O_3 (0.3-1.7 мас. %), CaO (0.5-1.2 мас. %) и SiO_2 (0.1-0.3 мас. %). Хорошо выраженная обратная корреляция между суммами содержаний (REE + P) и (Th + Si) указывает на монацит-чералитовую схему изоморфного вхождения тория в структуру минерала (Рисунок 49, в) (Акбарпуран Хайяти и др., 2021, Акбарпуран Хайяти, Гульбин, 2022).

Результаты датирования. Результаты анализов и возрастные оценки, рассчитанные методом SHIME для отдельных анализов монацита, приведены в Приложениях Н и П.

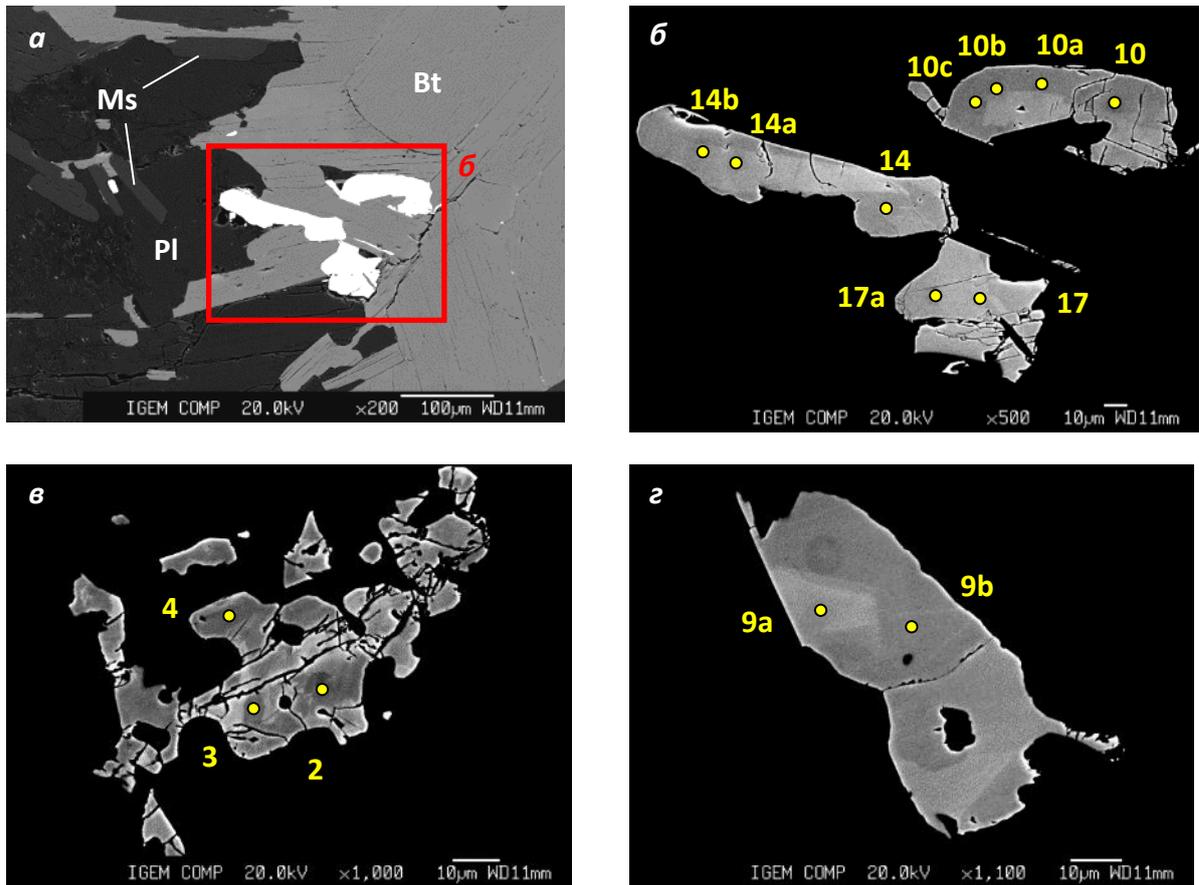


Рисунок 48 – Монацит из метapelитового сланца серии Атомфьелла, образец 3912-3а (а-г) и (Th + Si) – (REE + P) диаграмма (д). Изображения представительных зерен в обратно отраженных электронах. 1-2 – линии изоморфных замещений (1 – монацит-хаттонитового, 2 – монацит-чералитового). Номера точек анализов совпадают с аналогичными номерами в Приложении Н

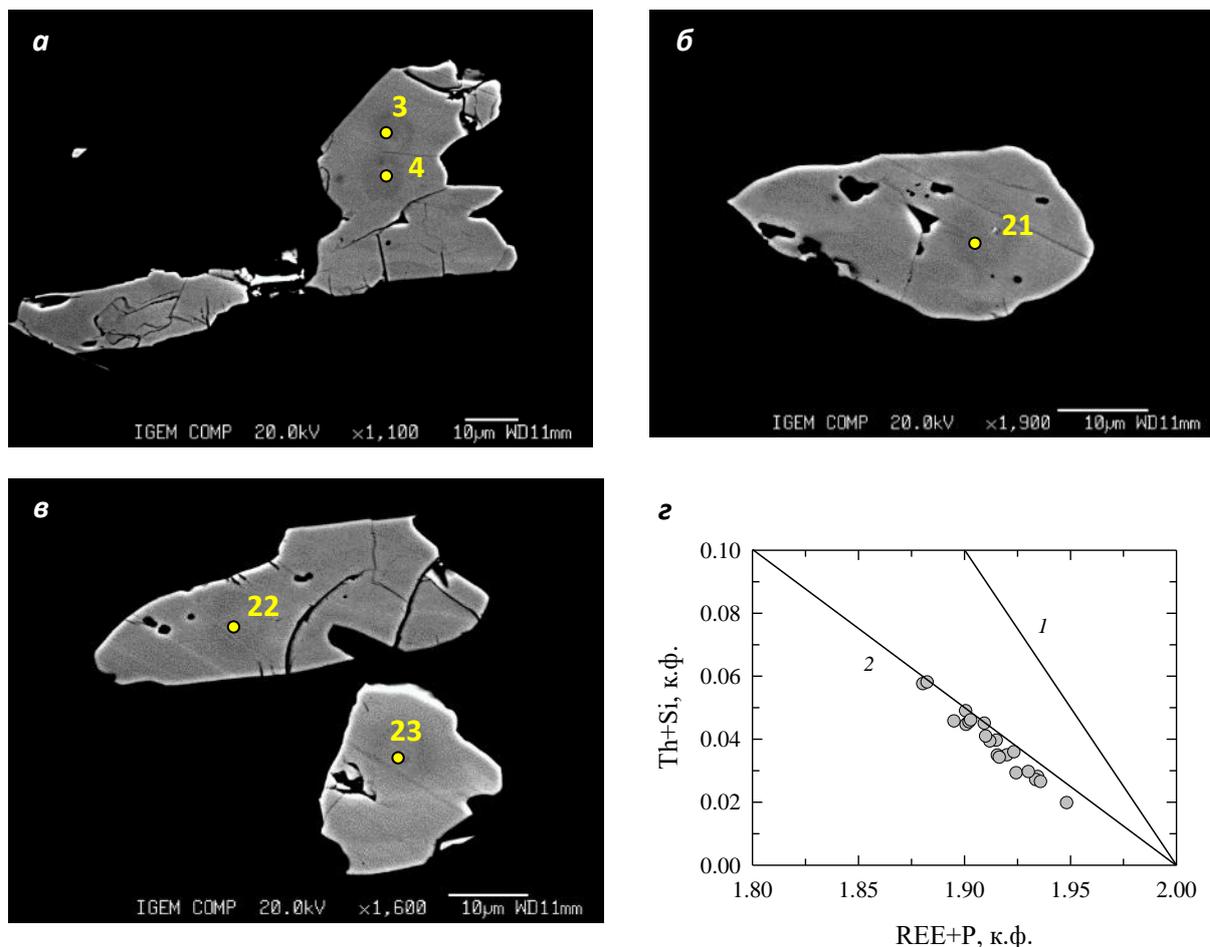


Рисунок 49 – Монацит из метапелитового сланца серии Моссель, образец 3885-1 (а-в) и (Th + Si) – (REE + P) диаграмма (г). Изображения представительных зерен в обратно отраженных электронах. Номера точек анализов совпадают с аналогичными номерами в Приложении П

В подавляющем большинстве случаев они укладываются в интервалы 336-408 (обр. 3912-3а) и 363-406 млн лет (обр. 3885-1). Величины отношения $(Ca + Si)/(Th + U + Pb + S)$ для отдельных анализов близки к 1 (заключены в пределах 1.00-1.36 для образца 3912-3а и 1.04-1.14 для образца 3885-1), что указывает на низкую степень несогласованности рассчитанных возрастов.

На Рисунке 50 показаны графики плотности возрастных оценок, полученных для отдельных анализов зерен монацита, и изохронные диаграммы в координатах Th/Pb – U/Pb. Последние дают возможность рассчитать Th-Pb и U-Pb возраста монацита и оценить степень их согласованности (Cocherie, Albarède, 2001). Условием согласованности выступает неразличимость этих возрастов с учетом погрешностей. Данное условие выполняется для обоих изученных образцов. При этом линии регрессии имеют приблизительно тот же наклон, что и теоретические изохроны. Th-U-Pb возрасты равны 373 ± 6 млн лет (обр. 3912-3а), 383 ± 6 млн лет (обр. 3885-1) и перекрываются с учетом погрешностей (Рисунок 51).

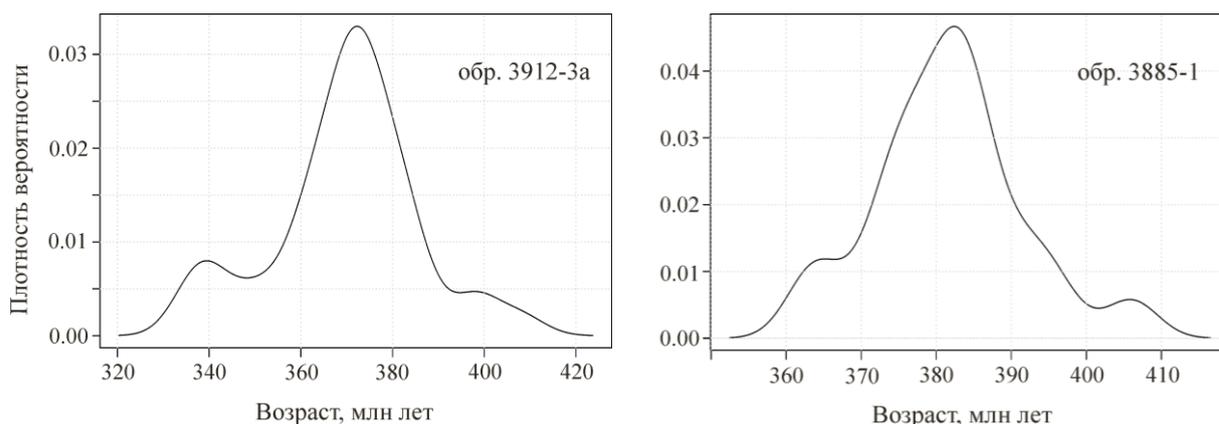


Рисунок 50 – Графики плотности вероятности возрастных оценок, полученных для отдельных анализов зерен монацита из метапелитовых сланцев серий Атомфьелла и Моссель методом KDE (http://www.wessa.net/rwasp_density.wasp#output)

Акцессорный монацит широко используется для датирования метаморфических событий. Согласно литературным данным, монацит кристаллизуется в широком интервале температур и давлений, сохраняя устойчивость как на средних (фашия зеленых сланцев), так и на высоких (амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая фашии) ступенях метаморфизма (Spear, Pyle, 2002; Williams et al., 2007). Описан новообразованный монацит и в составе пород, метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллиитовой фашии (Rasmussen et al., 2001).

По экспериментальным данным, монацит характеризуется низкими коэффициентами внутрикристаллической диффузии Th и Pb (Cherniak et al., 2004; Cherniak, Pyle, 2008) и высокой температурой «закрытия» изотопной системы (> 600 °C; Smith, Giletti, 1997; Cherniak et al., 2004); при этом он редко бывает метамиктным. Вследствие этого монацит часто дает конкордантные U-Th-Pb возрасты без признаков потери радиогенного свинца (Parrish, 1990; Cherniak, 2010). С другой стороны, в литературе много раз описывалось «омоложение» (на 10-25 млн и более лет) возраста монацита по сравнению с возрастом сосуществующих минералов (циркона, граната) (Zhou et al., 2008; Tartese et al., 2011; Taylor et al., 2014). Сходным образом могут различаться возрасты монацита из матрикса метаморфических пород и из включений в гранате, защищенных от внешнего воздействия (Montel et al., 2001). Возможной причиной такого расхождения исследователи считают процесс «растворения и осаждения» (dissolution–precipitation по терминологии зарубежных авторов), являющийся по существу процессом псевдоморфного замещения исходного монацита новообразованным. Подобные процессы происходят при участии водного флюида, путем «постепенного растворения замещаемого минерала и немедленной кристаллизации на освободившемся месте нового минерала» (Омельяненко, 1978, с. 19).

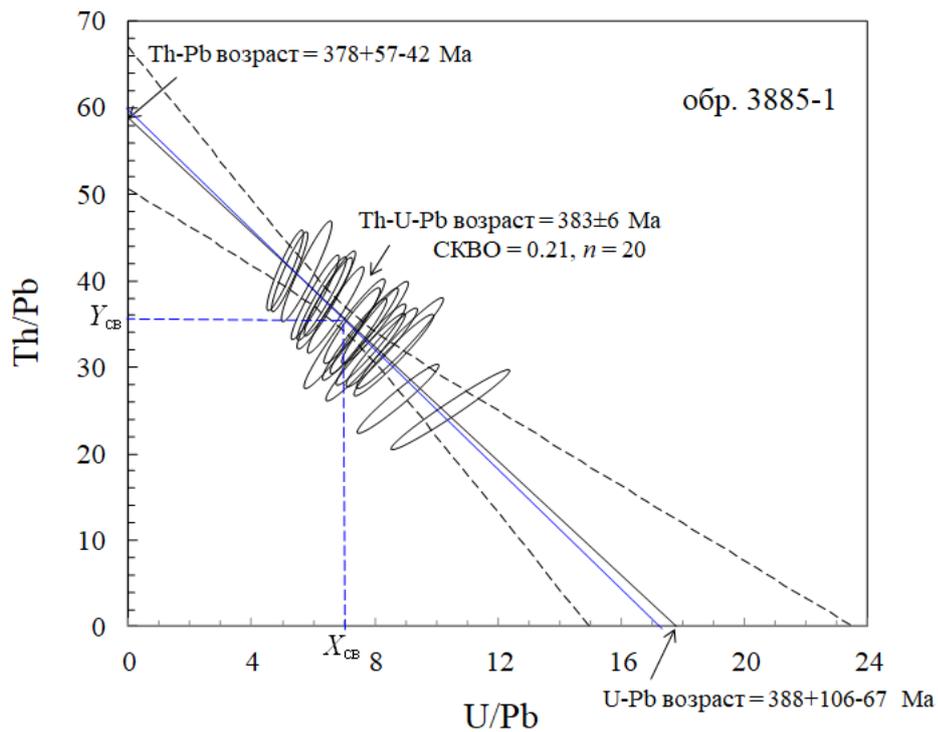
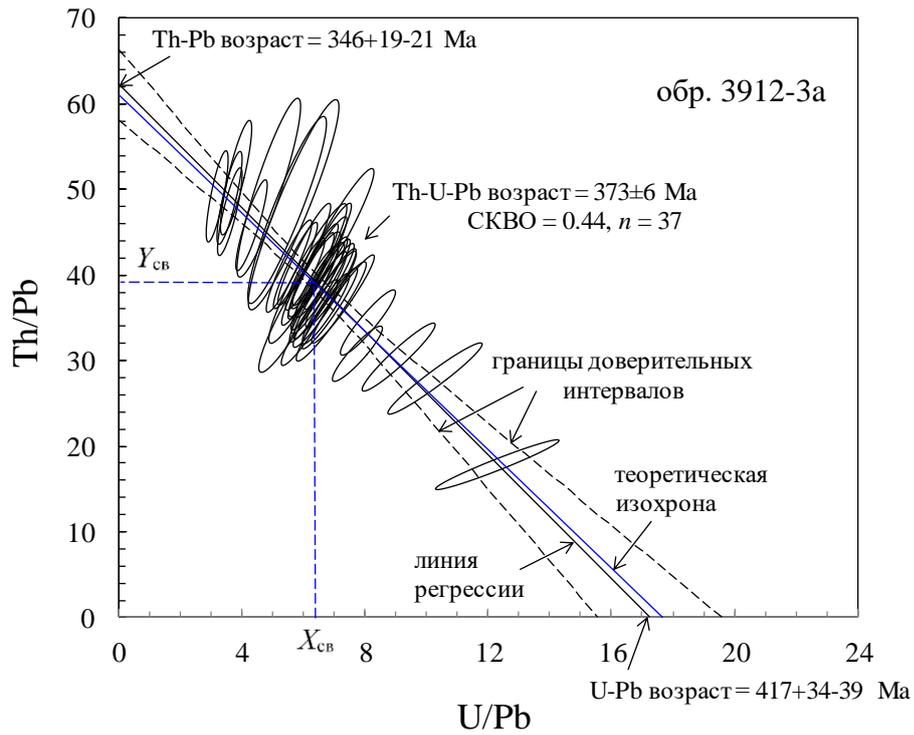


Рисунок 51 – Изохронные диаграммы А. Кохери и Ф. Альбарède (Cocherie, Albarède, 2001) с эллипсами погрешностей оценивания (2σ) для монацита из метапелитовых сланцев серий Атомфьелла и Моссель. $X_{св}$, $Y_{св}$ – средневзвешенные значения отношений U/Pb и Th/Pb для линии регрессии, использованные при расчете Th-U-Pb возрастов

В случае минеральных твердых растворов «новым» минералом может выступать замещаемый минерал, кристаллическая решетка которого полностью или частично очищена от примесей (Putnis, 2009). В природных условиях с данным процессом связывают появление внутри кристаллов монацита участков (каемок, пятен) с пористым строением, обедненных Th, иногда содержащих мельчайшие выделения торита (Hetherington, Harlov, 2008). От участков, обогащенных Th, они отделены резкими границами (Putnis, 2009). В опытах по гидротермальному изменению монацита такие участки появляются при температурах 250-450 °C; за счет частичного или полного выноса Pb показания «изотопных часов» при этом сбрасываются (Williams et al., 2011; Budzyn et al., 2015; Grand'Homme et al., 2016).

Таким образом, можно высказать предположение о двух стадиях образования и эволюции монацита в изученных породах. На первой стадии этот минерал кристаллизовался в условиях амфиболитовой фации в составе Ms–Bt–Grt–Pl±Ky±St парагенезиса. На второй стадии он подвергся воздействию низкотемпературного (260-370 °C) водного флюида, под влиянием которого в метапелитах образовалась поздняя Ms–Chl–Kfs–Ab ассоциация. В результате такого воздействия ранний монацит, обогащенный примесями, псевдоморфно заместился более поздним «чистым» монацитом. Если построенная модель верна, то именно этот монацит мы и наблюдаем сейчас. Соответственно, его изотопный возраст соответствует времени позднедевонского метаморфического события.

6.3 Геодинамическая интерпретация

История геологического развития кристаллического фундамента Шпицбергена является сложной и многоэтапной. Сказанное относится, в том числе, и к породам складчатого основания Нью Фрисланда. Исследователи выделяют здесь 4 этапа тектоно-метаморфической активности: (1) до-карельский (неоархейский), (2) карельский (палеопротерозойский), (3) готско-гренвильский (ранне-среднерифейский), (4) байкальско-каледонский (раннепалеозойский) (Сироткин, Евдокимов, 2011). Метаморфические комплексы до-карельского этапа не проявлены в наблюдаемом срезе фундамента полуострова; возможно, они слагают его базальные горизонты (Сироткин, Евдокимов, 2011). На их существование указывают данные изотопного датирования циркона из пород, слагающих толщи серии Атомфьелла (2709±28 млн лет, кварцевый монцонит интрузивного комплекса Бангенхук, Hellman et al., 2001). Предполагается, что источником сноса терригенного материала для формирования осадочных отложений серии Атомфьелла мог быть протолит неоархейского возраста (Сироткин, Евдокимов, 2011).

С карельским этапом в пределах Нью Фрисланда связаны многочисленные тела гранитоидов свит Эсколабреен, Бангенхук и Харкербреен, а также других пород

магматического происхождения (аплитов, метатиффов), слагающих вулканогенно-осадочную толщу Атомфьелла. В результате использования U-Pb метода датирования циркона из этих пород, по верхнему пересечению дискордии был зафиксирован возраст карельского магматического события 1770-1720 млн лет (Gee et al., 1992; Larionov et al., 1995; Johansson et al., 1995; Johansson, Gee, 1999; Johansson, 2001; Bazarnik et al., 2019; Сироткин, Евдокимов, 2011, 2020). Сходный возраст поздне-палеопротерозойского магматизма (~1760 млн лет) был установлен Sm-Nd методом для амфиболитов (Manby, Lyberis, 1991). По особенностям распределения петрогенных и редких элементов в этих породах, ряд исследователей относит их к проявлениям внутриплитного магматизма (Manby, 1990; Carlsson et al., 1995; Johansson, Gee, 1999). Более поздними исследованиями (Сироткин, Евдокимов, 2011) было установлено, что ортопороды серии Атомфьелла и осадочно-вулканогенная толща в целом сформировались в островодужной (субдукционной) обстановке. При этом нижняя подсерия (свиты Эсколабреен и Смутсбреен) была отнесена к образованиям задугового краевого прогиба, верхняя подсерия (остальные свиты) – преддугового палеобассейна (Сироткин, Евдокимов, 2011). С карельским тектогенезом были предположительно связаны складчатые деформации (F_1) и высокотемпературный метаморфизм пород вулканогенно-осадочной серии Атомфьелла, ставшие результатом эволюции активной континентальной окраины (Сироткин, Евдокимов, 2011). По мнению исследователей, этот метаморфизм может быть охарактеризован как высокоградиентный (Сироткин, Евдокимов, 2011, с. 128; Сироткин, 2013), андалузит-силлиманитового типа (Сироткин, Евдокимов, 2011, с. 136; Сироткин, 2013), протекавший в изобарических условиях в обстановке задугового спрединга (Сироткин, Евдокимов, 2011). *P-T* условия метаморфизма: 500-700 °C, 3-5 кбар (Сироткин, 2013). С карельским метаморфизмом предположительно связана серпентинизация тел ультрамафитов полуострова Моссель (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Готско-гренильский этап истории Нью Фрисланда по геологическим данным является временем формирования осадочной толщи серии Моссель. Метаосадочные породы этой серии содержат детритовый циркон с возрастными 1750-1600, 1550-1350, 1300-1200, ~960 млн лет (Larionov et al., 1998, Костева, Ларионов, 2022). Большинство возрастов попадет в интервал 1600-1400 (Larionov et al., 1998; Гавриленко и др., 2004) или 1400-1200 млн лет (Сироткин, Евдокимов, 2011, с. 127). Осадконакопление происходило в условиях пассивной континентальной окраины (Сироткин, Евдокимов, 2011). Предполагается, что в среднерифейское время осадочная толща подверглась складчатым деформациям (F_2) и метаморфизму (нижний предел возраста метаморфизма – 1150 млн лет; Сироткин, Евдокимов, 2011, со ссылкой на: Красильщиков, Тебеньков, 1996) в связи с активизацией древней платформы, то есть рифтогенными процессами (Сироткин, 2013) и заложением глубинных

разломов субмеридионального простирания (Сироткин, Евдокимов, 2011, с. 137). Метаморфизм относится низкоградиентному кианит-силлиманитовому типу и характеризуется зональностью, которая выражена в смене с запада на восток пород амфиболитовой фации породами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Сироткин, Евдокимов, 2011; Сироткин, 2013). Метаморфизм протекал при пиковой температуре 650 °С (до 700 °С) и давлении, которое на начальных стадиях достигало 6-8 и более кбар (Сироткин, Евдокимов, 2011, с. 122, 137). По результатам изучения газово-жидких включений в «метаморфогенном» кварце из пород свиты Моссельдален (Сироткин, Евдокимов, 2011, табл. 3.32), показано, что на заключительных стадиях давление падало до 3 кбар; отсюда сделан вывод о декомпрессионном режиме метаморфизма. [Вывод о декомпрессионном режиме метаморфизма серии Моссель согласуется с P-T трендами среднерифейского метаморфизма, предполагаемого для серий Кроссфьорд (северо-западный Шпицберген) и Бренневинсфьорд (Северо-Восточная Земля), где имеет место замещение кианит-содержащих парагенезисов силлиманит-кордиеритовыми и андалузит-кордиеритовыми парагенезисами (Сироткин, 2013)]. Результаты минеральной термобарометрии свидетельствуют о том, что метаморфизм серии Моссель был «однократным» (Сироткин, Евдокимов, 2011, с. 120). В породах серии Атомфьелла в гренвильское время, видимо, были заложены глубинные региональные разломы (например, Биллефьордская зона разломов), что повлекло формирование зон регрессивного метаморфизма (Сироткин, Евдокимов, 2011, с. 137).

На байкальско-каледонском этапе был сформирован платформенный комплекс (верхнерифейская серия Лумфьорд, вендская серия Поларисбреен), сложенный слабометаморфизованными (в условиях пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций) осадочными породами. Условия метаморфизма: <300-350 °С, <3-4 кбар (Сироткин, Евдокимов, 2011). В силурийском периоде, благодаря «складчато-глыбовым движениям», осадочные толщи подверглись деформациям, благодаря которым в каледонских комплексах образовались открытые складки (F₃) (Сироткин, Евдокимов, 2011). Вдоль зон глубинных разломов, «омоложенных в каледонское время», сформировались зоны «низкотемпературного диафтореза», наиболее отчетливо проявленные в прибрежной зоне Биллефьорда (Сироткин, Евдокимов, 2011). С рифтогенными процессами могли быть связаны интрузии субщелочных гранитоидов (Сироткин, Евдокимов, 2011).

Представления о слабо проявленных процессах регионального метаморфизма в каледонское время (Сироткин, Евдокимов, 2011) не объясняют большого числа силурийских и девонских изотопных возрастов, полученных в разные годы для магматических и метаморфических пород Нью Фрисланда. Первые каледонские возрастные оценки для этих пород дал К-Аг метод (Gayer et al., 1966). Датировался биотит из гранатовых, двуслюдяных сланцев и парагнейсов серии Атомфьелла. Его возраст составил 435-420 млн лет. Позже

сходный результат был зафиксирован с помощью U-Pb метода датирования циркона. Нижнему пересечению дискордии в образцах гранито-гнейсов из магматического комплекса Эсколабреен соответствовали возрасты 404 ± 8 млн лет (Larionov et al., 1995), 385 ± 51 , 374 ± 62 , ~ 350 млн лет (Johansson, Gee, 1999; Johansson, 2001), что было проинтерпретировано как результат нарушения изотопной системы под воздействием наложенного метаморфизма. Подобные же оценки (отвечающие нижнему пересечению дискордии) были получены для титанита (408 ± 9 млн лет, свита Бангенхук, Johansson et al., 1995; ~ 400 млн лет, свита Эсколабреен, Larionov et al., 1995). Единственный конкордантный возраст каледонского метаморфического события (430 ± 7 млн лет) был получен для «метаморфогенно-метасоматического» циркона из ультрамафитов, залегающих на контакте пород серий Атомфьелла и Моссель (Сироткин, Евдокимов, 2020). С этим возрастом согласуются результаты U-Th-Pb изотопного датирования монацита из метаосадочных пород, кратко изложенные в материалах конференций (Bazarnik et al., 2014, 2016): 420 млн лет (серия Атомфьелла, свита Риттерварнет, гранат-биотитовые сланцы); 410-400 млн лет (серия Моссель, свита Флоен, гранат-ставролит-слюдяные сланцы). В обоих случаях сообщается о присутствии в породах более древнего (460-450 млн лет), предположительно, детритового монацита.

Каледонские оценки возраста пород, слагающих метаморфические комплексы, согласуются с оценками времени образования гранитоидов Ньютентоппен, прорывающих отложения серии Лумфьорд в южной части Нью Фрисланда: возраст этих пород, оцененный U-Pb методом по циркону, составляет 420 млн лет, Rb-Sr методом (WR) – 432 ± 10 млн лет (Tebenkov et al., 1996).

Как уже было отмечено в главе 1.2, серия Атомфьелла рассматривается рядом авторов (Gee, Page, 1994; Witt-Nilsson, 1998; Hellman, 2000, Ларионов, 1999) как тектоностратиграфическая последовательность. В рамках этой концепции сочленение установленных в ее разрезе толщ (Narpe) произошло в каледонское время, что сопровождалось метаморфизмом амфиболитовой фации и повлияло на K-Ar и U-Pb изотопные системы. Карельский этап (1870-1750 млн лет), согласно данным о возрасте детритового циркона является временем осадконакопления для части пород серии Атомфьелла. Этот этап завершился метаморфизмом и внедрением гранитоидов свит Эсколабреен и Бангенхук, которые обогащены редкими элементами и относятся к А-типу, характерному в том числе для пост- и анорогенных геодинамических обстановок (наряду с островодужными и коллизионными обстановками) (Manby, 1990; Carlsson et al., 1995; Johansson, Gee, 1999; Сироткин, Евдокимов, 2020, с. 31). К раннерифейским (готским) комплексам относятся метагабброиды свиты Бангенхук (Bazarnik et al., 2019, Сироткин, Евдокимов, 2020). Внедрение даек основных пород указывает на глубинный (с участием мантийной компоненты) характер магматизма этого

времени (~1350-1370 млн лет) и может свидетельствовать о процессах растяжения и внутриплитной активизации (Gee, Tebenkov, 2004). Каледонский этап был связан с коллизией континентальных плит в позднесилурийском – раннедевонском периодах (скандский орогенез) и активизацией (или заложением) региональных разломов, ограничивших складчатые сооружения Нью Фрисланда с востока и запада. По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфибола и мусковита из гранат-сланцев и амфиболитов свит Риттерварнет и Харкербреен – 425-412 млн лет, а также мусковита из сланца свиты Флоен – 415 ± 4 млн лет было предложено считать возраст декомпрессии и остывания складчатых толщ в ходе транспрессии и формирования левосторонних сдвигов позднесилурийским (Gee, Page, 1994). Ранее В.Б. Харланд (Harland, 1992) относил активную фазу их формирования к более позднему периоду свальбардского тектогенеза (D₃).

Результаты настоящего исследования в целом согласуются с данными предшественников. Возраст высокотемпературных (гранатсодержащих) парагенезисов серий Атомфьелла и Моссель, полученный Sm-Nd и Rb-Sr методами, составил около 430 млн лет, что интерпретируется как время проявления кульминационной стадии каледонского метаморфизма амфиболитовой фации; более молодой Rb-Sr изотопный возраст, полученный для обр. 3912-3а (~405 млн лет), может быть отнесен к стадии ретроградного охлаждения.

На сегодняшний день реконструкция P-T траекторий рассматривается как один из эффективных инструментов исследования тектонотермальных процессов, сопутствующих метаморфизму (Акбарпуран Хайяти, 2019, Лиханов, 2020). Речь идет о тектонике метаморфических комплексов, расшифровка геодинамических обстановок формирования которых во многом основана построении корректных P-T трендов, основанных на моделировании (Скляров и др., 2001).

P-T траектории метаморфизма Нью Фрисланда закручены по часовой стрелке и демонстрируют: (1) рост температуры и давления до пиковых значений 670-700 °C, 9-11 кбар (серия Атомфьелла), 600-620 °C, 10-11 кбар (серия Моссель), (2) изотермическую декомпрессию до 6-7 кбар, сменяющуюся ретроградным охлаждением. Форма построенных P-T траекторий в соответствии с тектоно-термальной моделью эволюции орогенных поясов, возникших в результате межконтинентальной коллизии (England, Thompson, 1984; Thompson, England, 1984; Thompson, Ridley, 1987; Brown, 1993, 2001), отражает: (1) нагрев пород, вызванный утолщением земной коры посредством надвигов (проградная стадия), (2) быстрое уменьшение давления вследствие апlifта (приближения породных комплексов к земной поверхности), обусловленного уменьшением мощности вышележащих толщ под воздействием эрозии или тектонических процессов (стадия декомпрессии), (3) постепенное остывание на фоне падающего теплового потока (ретроградная стадия).

Модель Ингланда-Томпсона (как и ее более поздние версии) описывает тепловой баланс земной коры, мощность которой удваивается в результате коллизии. Источниками тепла выступают радиоактивный распад U, Th, ^{40}K и тепловые потоки, поднимающиеся из верхней мантии; механизмами теплопереноса – теплопроводность и конвекция, вызванная частичным плавлением земной коры. Утолщенная кора является изостатически неустойчивой и поэтому относительно короткоживущей системой. На поздне- или постколлизионной стадии она может испытывать растяжение, которое приходит на смену сжатию, доминирующему в ходе коллизии. Наряду с эрозией, тектонические перемещения литосферных блоков вдоль разломов, приуроченных к зонам растяжения, способствуют аплифту и эксгумации (выводу глубинных пород на дневную поверхность). Скорость аплифта изменяется в широких пределах, достигая значений 100 °C/млн лет (Brown, 2001). При низкой скорости аплифта породы продолжают нагреваться и в ходе подъема к дневной поверхности. Это влияет на форму P - T траекторий: в этом случае сначала достигается пиковое давление и только затем, при меньшем давлении, – пиковая температура. При высокой скорости процесс аплифта является адиабатическим (не сопровождается нагревом или потерей тепла), что приводит к появлению у P - T траектории сегмента, отвечающего стадии изотермической декомпрессии. Этому способствуют также процессы корового анатексиса (Рисунок 52).

Кроме коллизионных, существуют и другие виды P - T траекторий. В их числе: (1) траектории с сегментом, отвечающим стадии изобарического охлаждения, (2) траектории, закрученные против часовой стрелки. Первые характеризуют термобарическую эволюцию метаморфизма, проявленного в областях задугового спрединга, приуроченного к зонам аккреции (присоединения островных дуг к континентальным плитам) (Collins, 2002a, 2002b). Вторые – эволюцию метаморфизма в областях задугового спрединга и рифтогенеза континентальных плит (Wickham, Oxburgh, 1985). В обоих случаях важную роль в становлении орогенных поясов играет магматический андерплейтинг (увеличение мощности земной коры под воздействием мантийных плюмов, в результате подъема и кристаллизации базальтовых магм), следствием чего является тесная ассоциация метаморфических комплексов с интрузиями основных пород и гранитоидным магматизмом А-типа (Божко, 2018).

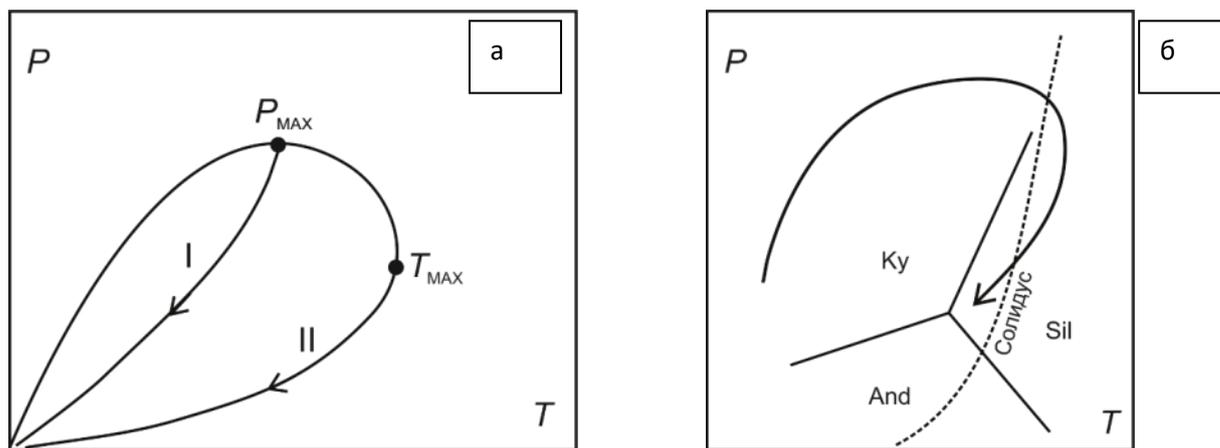


Рисунок 52 – (а) Идеализированные P - T траектории метаморфизма, протекающего в зонах межконтинентальной коллизии, описывающие изменение температуры и давления при быстром (I) и медленном (II) аплифте (по: Thompson, Readley, 1987, fig. 7d); (б) Идеализированная P - T траектория метаморфизма, характеризующегося развитием процессов корового анатексиса (по: Thompson, England, 1984, fig. 1a)

На сводной диаграмме (Рисунок 53) хорошо видны главные закономерности, связанные с метаморфизмом изученных пород. Построенные P - T траектории и в случае серии Атомфьелла, и в случае серии Моссель, очевидно, описывают низкоградиентный метаморфизм кианит-силлиманитовой серии. Он характерен для областей коллизии континентальных литосферных плит, где геотермический градиент не сильно отличается от средних значений 20-40 °C/км, характерных для континентальной коры (Spear et al., 2016; Природа и модели метаморфизма, 2017). В подобных условиях, например, формировались зонально-построенные метаморфические комплексы Шотландского нагорья, ставшие эталоном фациальной серии умеренных давлений (серии Барроу) (Bucher, Grapes, 2011) и другие подобные комплексы (Рисунок 54).

Оценки возраста монацита, полученные U - Th - Pb методом (373 ± 6 млн лет, серия Атомфьелла; 383 ± 6 млн лет, серия Моссель), указывают на время формирования низкотемпературной Ms - Chl - Kfs - Ab ассоциации в метапелитах и Ms - Chl - Ep - Kfs - Cal - Prh - Ttn ассоциации в известковых сланцах, образованной в условиях переходных от фации зеленых сланцев к пренит-пумпеллиитовой фации. Вторичные изменения, слабо проявленные в изученных породах, по составу и характеру развития хорошо соответствуют тем ретроградным изменениям, которые интенсивно проявлены в зонах рассланцевания и милонитизации разломов Биллефьорд и Соргфьорд. Об этом, в частности, свидетельствует постоянное присутствие в сланцах нитевидных хлоритовых прожилков, рассекающих порфиробласты граната и ориентированных под углом к сланцеватости. Сказанное позволяет соотнести возраст низкотемпературной ассоциации с периодом активизации разломов Биллефьорд и Соргфьорд.

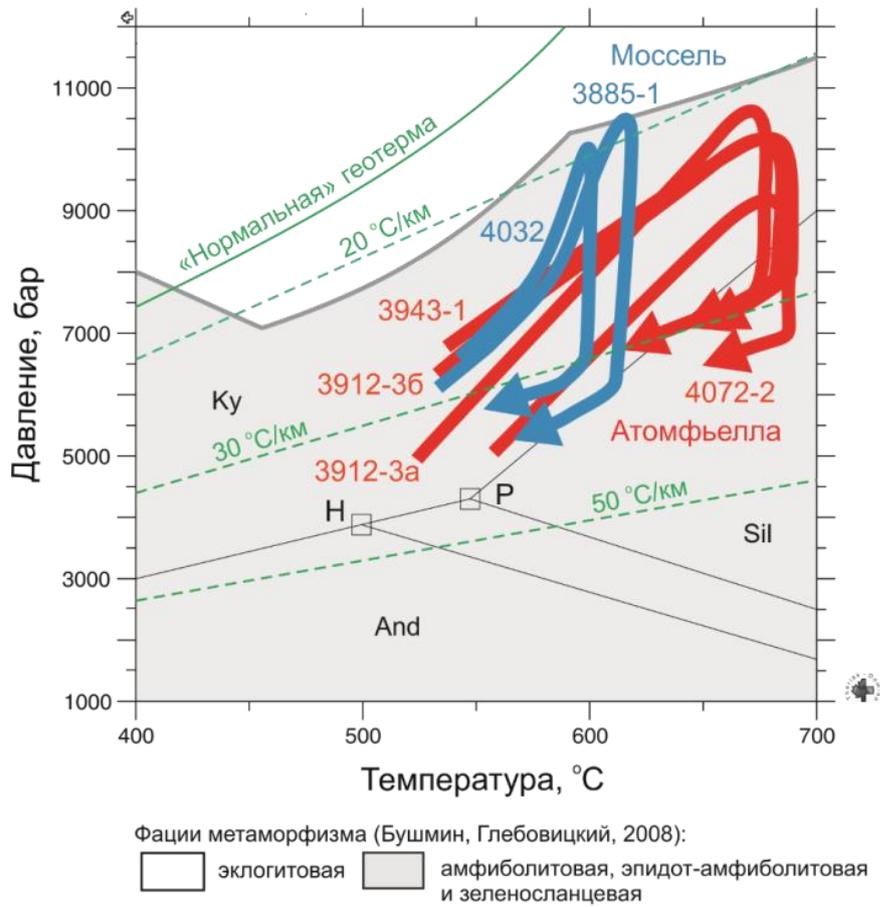


Рисунок 53 – P - T траектории метаморфизма пород серий Атомфьелла и Моссель. H, P – точки равновесия андалузит = силлиманит = кианит по экспериментальным данным (Holdaway, 1971) и (Pattison, 1992) соответственно. Пунктиром показаны линии геотермического градиента.

Зеленая кривая – усредненная («нормальная») геотерма по (Stüwe, 2007)

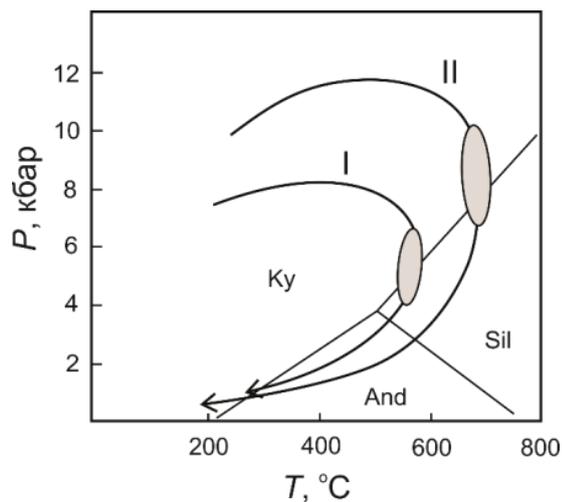


Рисунок 54 – Обобщенные P - T траектории метаморфических комплексов Новой Англии, относящихся к таконской (I) и акадской (II) фазам каледонской складчатости (по: Armstrong et al., 1992). Овалами обозначены сегменты траекторий, подтвержденные данными термобарометрических исследований

6.4 Выводы по главе 6

Оценки изотопных возрастов высокотемпературных (гранатсодержащих) парагенезисов и низкотемпературного (хлоритсодержащего) парагенезиса, полученные в настоящей работе, в целом согласуются с данными предшественников. Эти значения интерпретируются как: (1) время проявления кульминационной стадии каледонского метаморфизма амфиболитовой фации для обеих серий (~430 млн лет) и (2) возраст завершающей стадии метаморфических изменений (~380 млн лет). Форма построенных P-T траекторий свидетельствует в пользу коллизионной модели формирования высокотемпературных парагенезисов метаморфических пород серий Атомфьелла и Моссель.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа представляет собой законченное исследование, в рамках которого на основе комплексного минералого-геохимического изучения пород серий Атомфьелла и Моссель уточнены условия метаморфизма кристаллического основания северной части Западного Нью Фрисланда, построены P-T траектории, выявлены главные закономерности поведения породообразующих и акцессорных минералов в ходе фазовых превращений, определен возраст минеральных парагенезисов.

На основе петрографического описания, данных минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования показано, что изученные породы обеих серий испытали низкоградиентный метаморфизм кианит-силлиманитовой серии (умеренных давлений), характерный для областей коллизии континентальных литосферных плит. В результате микроструктурных исследований выделены ассоциации индикаторных акцессорных минералов, устойчивых на ранних (монацит-(Ce), алланит-(Ce), REE-содержащие клиноцоизит и эпидот, ильменит) и поздних (рутил) стадиях порфиروبластеза, а также при ретроградных изменениях (титанит). По данным изотопного датирования, сделан вывод о том, что высокотемпературные (гранатсодержащие) парагенезисы, возникшие в ходе метаморфизма амфиболитовой фации в изученных породах, имеют силурийский возраст. Последнее обстоятельство может служить указанием на связь высокотемпературного метаморфизма с каледонским орогенезом. Низкотемпературный (хлоритсодержащий) парагенезис сформировался в позднем девоне в связи с активизацией субмеридиональных разломов Биллефьорд и Соргфьорд. Зафиксированные тектоно-термальные события являются завершающими в сложной многоэтапной истории формирования полуострова Нью Фрисланд.

Перспективными направлениями дальнейших исследований метаморфических комплексов Нью Фрисланда автор считает датирование минералов и пород с помощью современных методов (Sm-Nd метода датирования пород и минералов, U-Pb метода датирования циркона, Th-U-Pb метода датирования монацита) и корреляцию полученных данных с результатами исследований метаморфических пород других районов архипелага Шпицберген.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Акбарпуран Хайяти, С.А.** Реконструкция Р-Т траекторий метаморфизма докембрийских комплексов архипелага Шпицберген методом псевдосечений / **С.А. Акбарпуран Хайяти** // Сборник материалов X Всероссийской Школы Молодых Ученых «Экспериментальная Минералогия, Петрология и Геохимия». – 2019. – С. 30-34.
2. **Акбарпуран Хайяти, С.А.** Изотопные свидетельства позднекаледонского возраста метаморфизма докембрийских комплексов Нью-Фрисланда, о. Западный Шпицберген / **С.А. Акбарпуран Хайяти, Ю.Л. Гульбин, С.Е. Борисовский** // Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. – 2022. – С.12-13.
3. **Акбарпуран Хайяти, С.А.** Минеральный состав и термобарометрия метаморфических пород Западного Нью-Фрисланда, Шпицберген / **С.А. Акбарпуран Хайяти, Ю.Л. Гульбин** // Материалы Годичного собрания РМО и Фёдоровской сессии. – 2023. С. 6-7.
4. **Акбарпуран Хайяти, С.А.** Возраст и этапы метаморфизма пород фундамента полуострова Нью Фрисланд, архипелаг Шпицберген / **С.А. Акбарпуран Хайяти, Ю.Л. Гульбин** // Материалы Годичного собрания РМО «Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий». – 2024. – С. 38-39.
5. **Акбарпуран Хайяти, С.А.** Эволюция состава акцессорных минералов REE и Ti в метаморфических сланцах серии Атомфьелла, Западный Нью Фрисланд, Шпицберген и ее петрогенетическое значение / **С.А. Акбарпуран Хайяти, Ю.Л. Гульбин, А.Н. Сироткин [и др.]** // Записки Российского минералогического общества. – 2020. – Т. 149. – № 5. С. 1-28.
6. **Акбарпуран Хайяти, С.А.** Возраст монацита из метапелитовых сланцев серий Атомфьелла и Моссель (полуостров Нью-Фрисланд, о. Западный Шпицберген) по данным Th-U-Pb (SHIME)-датирования / **С.А. Акбарпуран Хайяти, Ю.Л. Гульбин, С.Е. Борисовский** // Вестник геонаук. – 2021. – № 10. – С. 16-24.
7. Балтыбаев, Ш.К. Т-t эволюция раннепротерозойских пород Северного Приладожья по данным изучения U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd систем в минералах / Ш.К. Балтыбаев, В.М. Саватенков, М.Е. Петракова // Геодинамика и тектонофизика. – 2024. – Т. 15(3). – С. 0759.
8. Божко, Н.А. Гранулитогнейсовые пояса: геодинамический аспект / Н.А. Божко // Вестник Московского университета. – Серия 4. Геология. – 2018. – № 4. – С. 13-22.
9. Бушмин, С.А. Схема минеральных фаций метаморфических пород / С.А. Бушмин, В.А. Глебовицкий // Записки Российского минералогического общества. – 2008. – № 2. – С. 1-13.

10. Варламов, Д.А. Новое в минералогии надгруппы эпидота: необычные химические составы, типохимизм, КР-спектроскопия / Д.А. Варламов, В.Н. Ермолаева, Н.В. Чуканов [и др.] // Записки Российского минералогического общества. – 2019. – № 1. – С. 79-99.
11. Вотяков, С.Л. Особенности состава и химическое микрозондовое датирование U-Th-содержащих минералов. Часть I. Монациты ряда геологических объектов Урала и Сибири / С.Л. Вотяков, В.Н. Хиллер, Ю.В. Шапова // Записки Российского минералогического общества. – 2012. – Ч. 141. – № 1. – С. 45-60.
12. Гавриленко, Б.В. Изохронный K-Ar возраст и изотопы гелия в гипербазитовой дайке на полуострове Моссель, Нью Фрисланд (Шпицберген) / Б.В. Гавриленко, И.Л. Каменский // Геохимия. – 1993. – № 4. – С. 584-589.
13. Гавриленко, Б.В. U-Pb изохронный возраст метавулканитов кислого состава серии Моссель на Шпицбергене / Б.В. Гавриленко, Н.М. Кудряшов, Ф.П. Митрофанов // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – 2004. – Вып. 4. – С. 107-115.
14. Гликин, А.Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенез / А.Э. Гликин. – СПб.: Из-во «Журнала Нева», 2004. – 320 с.
15. Гульбин, Ю.Л. Оптимизация гранат-биотитового геотермометра. II. Калибровочные уравнения и точность оценки / Ю.Л. Гульбин // Записки Российского минералогического общества. – 2010. – Т. 139. – № 6. – С. 22-38.
16. Гульбин, Ю.Л. Минеральный состав и термобарометрия метаморфических пород Западного Нью-Фрисланда, Шпицберген / Ю.Л. Гульбин, С.А. Акбарпуран Хайяти, А.Н. Сироткин // Записки Горного института. – 2023. – Т. 263. – С. 657-673.
17. Доливо-Добровольский, В.В. Физическая химия геологических процессов: учебное пособие / В.В. Доливо-Добровольский. – СПб.: Санкт-Петербургский горный ин-т, 2000. – 96 с.
18. Евдокимов, А.Н. Вулканы Шпицбергена / А.Н. Евдокимов. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – 123 с.
19. Золотарев, А.А.. Особенности химического состава минералов группы скаполита / А.А. Золотарев, Т.Г. Петров, С.В. Мошкин // Записки Российского минералогического общества. – 2003. – Т. 132. – № 6. – С. 63-84.
20. Камзолкин, В.А. Эмпирический фенгитовый геобарометр: обоснование, калибровка, применение / В.А. Камзолкин, С.Д. Иванов, А.Н. Конилов // Записки Российского минералогического общества. – 2015. – Т. 144. – № 5. – С. 1-14.
21. Клитин, К.А. Каледониды Шпицбергена. Тектоника Европы: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы / К.А. Клитин. – М.: Недра, 1964. – С. 71-73.

22. Костева, Н.В. Структурные соотношения в фундаменте СВ Свальбарда: U-Pb возрасты детритовых цирконов из пород серии Моссель (СВ Шпицберген) и псаммитов Северо-Восточной Земли / Н.В. Костева, А.Н. Ларионов // Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. – 2022. – С. 74-75.
23. Копп, М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе / М.Л. Копп. – М.: Научный мир, 1997. – 306 с.
24. Красильщиков, А.А. Некоторые особенности геологического развития северной части архипелага Шпицберген: материалы по геологии Шпицбергена / А.А. Красильщиков. – Л., 1965. – С. 37-46.
25. Красильщиков, А.А. Схема стратиграфии докембрия – нижнего палеозоя архипелага Шпицберген / А.А. Красильщиков // ДАН СССР. – 1970. – Т. 194. – № 5. – С. 963-967.
26. Красильщиков, А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена / А.А. Красильщиков. – Л.: Тр. НИИГА, 1973. – Т. 172. – 120 с.
27. Красильщиков, А.А. Отчет по теме «Составление серии сводных карт масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) архипелага Шпицберген и создание баз геологической информации / А.А. Красильщиков, А.М. Тебеньков, А.Н. Сироткин [и др.]. – Ломоносов: ГП ПМГРЭ, 1996. – 247 с.
28. Крофорд, М.Л. Природа метаморфических флюидов по данным изучения флюидных включений. В кн.: Взаимодействие флюид – порода при метаморфизме (ред. Дж. Уолтер и Б. Вуд) / М.Л. Крофорд, Л.С. Холлистер. – М.: Мир, 1989. – С. 9-48.
29. Ларионов, А.Н. Геохронология складчатого основания Восточного террейна архипелага Шпицберген: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / А.Н. Ларионов. – 1999.
30. Лиханов, И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры / И.И. Лиханов // Петрология. – 2020. – Т. 28. – № 1. С. – 4-22.
31. Макеев, А.Б. Возраст монацита из рудопроявления Ичетью, Средний Тиман (СНМЕ- и LA-ICP-MS-методы) / А.Б. Макеев, С.Г. Скублов, А.О. Красоткина [и др.] // Записки Российского минералогического общества. – 2020. – Ч. 149. – № 1. – С. 76-95.
32. Омеляненко, Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород / Б.И. Омеляненко. – М.: Недра, 1978. – 215 с.
33. Перчук, Л.Л. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Л.Л. Перчук, И.В. Лаврентьева, Л.Я. Аранович [и др.]. – М.: Наука, 1983. – 197 с.

34. Перчук, Л.Л. Фазовое соответствие в минеральных системах / Л.Л. Перчук, И.Д. Рябчиков. – М.: Недра, 1976. – 287 с.
35. Предовский, А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия / А.А. Предовский. – Л.: Наука, 1980. – 152 с.
36. Раабен, М.Е. К биостратиграфической характеристике верхнего рифея Арктики / М.Е. Раабен, В.Е. Забродин // ДАН СССР. – 1969. – Т. 184. – № 3. – С. 676-679.
37. Ревердатто, В.В. Природа и модели метаморфизма / В.В. Ревердатто, И.И. Лиханов, О.П. Полянский [и др.]. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2017. – 331 с.
38. Савко, К.А. Акцессорные редкоземельные минералы в палеопротерозойских сланцах Воронежского кристаллического массива / К.А. Савко, Н.С. Базиков, Е.Х. Кориш [и др.] // Записки РМО. – 2012. – Т. 141. – № 3. – С.107-128.
39. Сироткин, А.Н. Вариации составов гранатов из пород метаморфических комплексов полуострова Нью Фрисланд (архипелаг Шпицберген) как свидетельство неоднократного регионального метаморфизма/ А.Н. Сироткин // Записки Российского минералогического общества. – 2004. – № 5. – С. 56-68.
40. Сироткин, А.Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Нью Фрисланд) / А.Н. Сироткин, А.Н. Евдокимов. – СПб.: ВНИИОкеангеология. – 2011. – 270 с.
41. Сироткин, А.Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма в породах складчатого основания архипелага Шпицберген. Автореферат на соискание уч. степени д.г.-м.н. – СПб. – 2013. – 40 с.
42. Сироткин, А.Н. Новые данные по U-Pb-датированию метаморфизованных интрузий основного и ультраосновного составов северной части полуострова Нью Фрисланд (остров Западный Шпицберген) / А.Н. Сироткин, А.Н. Евдокимов // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 81. – С. 45-59.
43. Сироткин, А.Н. Геологическая карта с пунктами проявлений полезных ископаемых северной части полуострова Нью Фрисланд (1 : 100 000). Геологическое доизучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр архипелага Шпицберген (северная часть полуострова Нью Фрисланд) / А.Н. Сироткин, Н.Г. Краснова. – ФГУНПП «ЛМГРЭ», 2016.
44. Сироткин, А.Н. Термобарогеохимические исследования газовой-жидких включений в метаморфических породах серии Атомфьелла, полуостров Нью Фрисланд (архипелаг Шпицберген) / А.Н. Сироткин, Е.В. Толмачева // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – 2004. – Вып. 5. – С. 213-223.
45. Складков, Е.В. Метаморфизм и тектоника: учебное пособие / Е.В. Складков, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская [и др.]. – М.: Интернет Инжиниринг, 2001. – 216 с.

46. Тебеньков, А.М. Главные геохронологические рубежи и этапы формирования фундамента Шпицбергена / А.М. Тебеньков, А.А. Красильщиков, Ю.А. Балашов // Доклады Академии наук. – 1996. – Т. 346. – № 6. – С. 786-789.
47. Тебеньков, А.М. История тектонического развития фундамента Шпицбергена (по геохронологическим данным) / А.М. Тебеньков, Д.Г. Джи, У. Йоханссен [и др.] // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – 2004. – Вып. 4. – С. 90-100.
48. Травин, А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных событий Центральной Азии: диссертация на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук / А.В. Травин. – Новосибирск, 2016. – 278 с.
49. Хаин, В.Е. Тектоника континентов и океанов / В.Е. Хаин. – М.: Научный Мир, 2001. – 606 с.
50. Airaghi, L. Allanite petrochronology in fresh and retrogressed garnet–biotite metapelites from the Longmen Shan (Eastern Tibet) / L. Airaghi, E. Janots, P. Lanari [et al.] // Journal of Petrology. – 2019. – Vol. 60. – P. 151-176.
51. **Akbarpuran Haiyati, S.A.** Mineral and petrographic features and thermobarometry of the Precambrian complexes of the Ny Friesland peninsula (Svalbard archipelago) / **S.A. Akbarpuran Haiyati** // 14. Freiberg-St. Petersburger Kolloquium junger Wissenschaftler. Scientific Reports on Resource Issues. – 2019. – Vol 1. – P. 21-28.
52. **Akbarpuran Haiyati, S.A.** Compositional evolution of REE- and Ti-bearing accessory minerals in metamorphic schists of the Atomfjella series, Western Ny Friesland, Spitsbergen / **S.A. Akbarpuran Haiyati**, Y.L. Gulbin, A.N. Sirotkin [et al.] // Journal Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. – 2023. – P. 125-132.
53. Al-Ani, T. Crystal chemistry and geochronology of thorium-rich monazite from Kovala granitic complex, Southern Finland / T. Al-Ani, P. Höltt., S. Grönholm [et al.] // Natural Resources. – 2019. – Vol. 10. – P. 230-269.
54. Anczkiewicz, R. Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H₂SO₄ leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem / R. Anczkiewicz, M. Thirlwall // Geological Society, London, Special Publications. – 2003. – Vol. 220. – P. 83-91.
55. Armbruster, T. Recommended nomenclature of epidote-group minerals / T. Armbruster, P. Bonazzi, M. Akasaka [et al.] // European Journal of Mineralogy. – 2006. – Vol. 18. – P. 551-567.
56. Armstrong, T.R. Contrasting styles of Taconian, Eastern Acadian and Western Acadian metamorphism, Central and Western New England / T.R. Armstrong, R.J. Tracy, W.E. Hames // Journal of Metamorphic Geology. – 1992. – Vol. 10. – P. 415-426.

57. Baba, S. Counter-clockwise P-T history deduced from kyanite-bearing pelitic gneiss in Tenmondai Rock, Lützow-Holm Complex, East Antarctica / S. Baba, P. Nantasin, A. Kamei [et al.] // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2023. – Vol. 118. Article ID: 221202
58. Balashov, Yu.A. An Early Proterozoic U-Pb zircon age from an Eskolabreen Formation gneiss in southern Ny Friesland, Spitsbergen / Yu.A. Balashov, A.N. Larionov, L.F. Gannibal [et al.] // *Polar Research*. – 1993. – Vol. 12(2). – P. 147-152.
59. Baldwin, J.A. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaúçu Complex, central Brazil / J.A. Baldwin, R. Powell, M. Brown [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2005. – Vol. 23. – P. 511-523.
60. Bayly, M.B. The Lower Hecla Hoek rocks of Ny Friesland, Spitsbergen / M.B. Bayly // *Geological Magazine*. – 1957. – Vol. 94. – P. 377-392.
61. Bazarnik, J. Metamorphic evolution of the Planetfjella Group, Mosselhalvøya, northern Svalbard / J. Bazarnik, K. Kosminska, J. Majka [et al.] // *Mineralogia – Special Papers*. – 2014. – Vol. 42. – P. 38-40.
62. Bazarnik, J. Preliminary data on the age of metamorphism of the Rittervatnet unit, Ny Friesland, northern Svalbard / J. Bazarnik, J. Majka, K. Kosminska [et al.] // *Mineralogia – Special Papers*. – 2016. – Vol. 45. – P. 36-38.
63. Berman, R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ / R.G. Berman // *Journal of Petrology*. – 1988. – Vol. 29. – P. 445-522.
64. Berman, R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: A new technique, with petrological applications / R.G. Berman // *The Canadian Mineralogist*. – 1991. – V. 29. – P. 833-855.
65. Bianchi, F.D. Paleoproterozoic P-T-d-t evolution of a gneiss with quartz-sillimanite nodules from the Azul ranges, Rio de la Plata craton, Argentina / F.D. Bianchi, J.C. Martínez, M. Angeletti [et al.] // *Journal of South American Earth Sciences*. – 2020. – Vol. 98. – P. 102453.
66. Bohlen, S.R. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ / S.R. Bohlen, V.J. Wall, A.L. Boettcher // *American Mineralogist*. – 1984. – Vol. 68. – P. 1049-1058.
67. Bohlen, S.R. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites / S.R. Bohlen, J.J. Liotta // *Journal of Petrology*. – 1986. – Vol. 27. – P. 1025-1034.
68. Broska, I. Accessory minerals in igneous and metamorphic rocks / I. Broska, F. Finger, D. Harlov // *Mineralogy and Petrology*. – 2011. – Vol. 102. – N 1.
69. Brown, M. P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism / M. Brown // *Journal of the Geological Society*. – 1993. – Vol 150. – P. 227-241.

70. Brown, M. From microscope to mountain belt: 150 years of petrology and its contribution to understanding geodynamics, particularly the tectonics of orogens / M. Brown // *Journal of Geodynamics*. – 2001. – Vol. 32. – P. 115-164.
71. Budzyń, B. Stability of monazite and disturbance of the Th-U-Pb system under experimental conditions of 250–350 °C and 200–400 MPa / B. Budzyń, P. Konečný, G.A. Kozub-Budzyń // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. – 2015. – Vol. 85. – P. 405-424.
72. Bucher, K. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* / K. Bucher, R. Grapes. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. – 428 p.
73. Caddick, M.J. Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium / M.J. Caddick, A.B. Thompson // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2008. – Vol. 156. – P. 177-195.
74. Carlsson, P. Geochemistry of the Paleoproterozoic Bangenhuk granitoids, Ny Friesland, Svalbard / P. Carlsson, J. Johansson, D. Gee // *GFF*. – 1995. – Vol. 117. – P. 107-119.
75. Catlos, E.J. Th-Pb ion-microprobe dating of allanite / E.J. Catlos, S.S. Sorensen, T.M. Harrison // *American Mineralogist*. – 2000. – Vol. 85. – P. 633-648.
76. Chakraborty, S. A review of thermal history and timescales of tectonometamorphic processes in Sikkim Himalaya (NE India) and implications for rates of metamorphic processes / S. Chakraborty, R. Anczkiewicz, F. Gaidies [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2016. – Vol. 34. – P. 785-803.
77. Cherniak, D.J. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study / D.J. Cherniak, E.B. Watson, M. Grove [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2004. – Vol. 68. – P.829-840.
78. Cherniak, D.J. Thorium diffusion in monazite / D.J. Cherniak, J.M. Pyle // *Chemical Geology*. – 2008. – Vol. 256. – P. 52-61.
79. Cherniak, D.J. Diffusion in accessory minerals: zircon, titanite, apatite, monazite and xenotime / D.J. Cherniak // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2010. – Vol. 72. – P. 827-869.
80. Cocherie, A. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite / A. Cocherie, F. Albarède // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2001. – Vol. 65. – P. 4509-4522.
81. Coggon, R. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers / R. Coggon, T.J.B. Holland // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2002. – Vol. 20. – P. 683-696.
82. Collins, W.J. Nature of extensional accretionary orogens / W.J. Collins // *Tectonics*. – 2002a. – Vol. 21. – P. 1024.

83. Collins, W.J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust / W.J. Collins // *Geology*. – 2002b. – Vol. 30. – P. 535-538.
84. Connolly, J.A.D. Multi-variable phase diagrams: An algorithm based on generalized thermodynamics / J.A.D. Connolly // *American Journal of Science*. – 1990. – Vol. 290. – P. 666-718.
85. Corfu, R. New perspectives on the Caledonides of Scandinavia and related areas: introduction / R. Corfu, D. Gasser, D.M. Chew // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2014. – Vol. 390. – P. 1-8.
86. Cruciani, G. P-T path from garnet zoning in pelitic schist from NE Sardinia, Italy: Further constraints on the metamorphic and tectonic evolution of the north Sardinia Variscan belt / G. Cruciani, M. Franceschelli, R. Carosi [et al.] // *Lithos*. – 2022. – Vol. 428-429. – P. 106836
87. Dallman, W. Bedrock map of Svalbard and Jan Mayen, scale 1 : 750 000 / W. Dallman, J. Ohta, S. Elvevold. – Norsk Polarinstitutt Temakart, 2002.
88. Dallman, W. The architecture of Svalbard's Devonian basins and the Svalbardian Orogenic Event / W. Dallman, K. Piepjohn // *Special Publication, NGU*. – 2020. – Vol. 15.
89. De Capitani, C. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions / C. de Capitani, T.H. Brown // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1987. – V. 51. – P. 2639-2652.
90. De Capitani, C. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software / C. de Capitani, K. Petrakakis // *American Mineralogist*. – 2010. – Vol. 95. – P. 1006-1016.
91. De Caritat, P. Chlorite geothermometry: a review / P. de Caritat, I. Hutcheon, J.L. Walshe // *Clays and Clay Minerals*. – 1993. – Vol. 41. – P. 219-239.
92. Diener, J.F.A. A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}_2$ / J.F.A. Diener, R. Powell, R.W. White [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2007. – Vol. 25. – P. 631-656.
93. Ellis, D.J. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria / D.J. Ellis, D.H. Green // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1979. – Vol. 71. – P. 13-22.
94. England, P.C. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: Part I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust / P.C. England, A.B. Thompson // *Journal of Petrology*. – 1984. – Vol. 25. – P. 894-928.
95. Evans, B.W. Scapolite stoichiometry / B.W. Evans // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1969. – Vol. 24. – P. 293-305.

96. Ferry, J.M. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet / J.M. Ferry, F.S. Spear // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – Vol. 66. – P. 113-117.
97. Fraser, G.L. Age of the Ballachulish and Glencoe igneous complexes (Scottish Highlands), and paragenesis of zircon, monazite and baddeleyite in the Ballachulish Aureole / G.L. Fraser, D.R.M. Pattison, L.M. Heaman // *Journal of the Geological Society*. – 2004. – Vol. 161. – P. 447-462.
98. Frost, B.R. A geochemical classification of granitic rocks / B.R. Frost, R.J. Arculus, C.G. Barnes [et al.] // *Journal of Petrology*. – 2001. – Vol. 42. – P. 2033-2048.
99. Fumes, R.A. Metamorphic modeling and petrochronology of metapelitic rocks from Luminárias Nappe, southern Brasília belt (SE Brazil) / R.A. Fumes, G.L. Luvizotto, R. Moraes [et al.] // *Brazilian Journal of Geology*. – 2019. – Vol. 49(2). – P. 1-25.
100. Gaidies, F. Prograde garnet growth along complex P–T–t paths: results from numerical experiments on polyphase garnet from the Wölz Complex (Austroalpine basement) / F. Gaidies, C. de Capitani., R. Abart [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2008. – Vol. 155. – P. 673-688.
101. Gasser, D. The behavior of monazite from greenschist facies phyllites to anatectic gneisses: An example from the Chugach Metamorphic Complex, southern Alaska / D. Gasser, E. Bruand, D. Rubatto [et al.] // *Lithos*. – 2012. – Vol. 134-135. – P. 108-122.
102. Gayer, R.A. The geology of the Femmilsjoen region of northwestern Ny Friesland, Spitsbergen / R.A. Gayer // *Norsk Polarinstittutt Skrifter*. – 1969. – № 145. – P. 1-45.
103. Gayer, R.A. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen / R.A. Gayer, D. Gee, W. Harland [et al.] // *Norsk Polarinstittutt Skrifter*. – 1966. – № 137. – P. 1-43.
104. Gee, D.G. Caledonides of Scandinavia, Greenland, and Svalbard / D.G. Gee // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. – 2015. – P. 1-15.
105. Gee, D.G., Hellmann F.J. Zircon Pb-evaporation ages from the Smutsbreen Formation, southern Ny Friesland: new evidence for Caledonian thrusting in Svalbard's Eastern Terrane / D.G. Gee // *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*. – 1996. – Vol. 24 (3/4). – P. 429-439.
106. Gee, D.G. New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites / D.G. Gee, B. Schouenborg, J.-J. Peucat [et al.] // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1992. – Vol. 72. – P. 181-190.
107. Gee, D.G. Svalbard: a fragment of the Laurentian margin / D.G. Gee, A.M. Teben'kov // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2004. – Vol. 30. – P. 191-206.

108. Gee, D.G. Caledonian terrane assembly on Svalbard: New evidence from Ar/Ar dating in Ny Friesland / D.G. Gee, L.M. Page // *American Journal of Science*. – 1994. – Vol. 294. – P. 1166-1186.
109. Gerya, T.V. GEOPATH – a thermodynamic database for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC computer / T.V. Gerya, L.L. Perchuk // *Metamorphic styles in young and ancient orogenic belts*. The University of Calgary Press. Program and Abstract. – 1992. – P. 59-62.
110. Gieré, R. Allanite and other REE-rich epidote-group minerals / R. Gieré, S.S. Sorensen // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2004. – Vol. 56. – P. 431-493.
111. Goswami-Banerjee, S. Pressure and temperature conditions for crystallization of metamorphic allanite and monazite in metapelites: a case study from the Miyar Valley (High Himalayan Crystalline of Zaskar, NW India) / S. Goswami-Banerjee, M. Robyr // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2015. – Vol. 33. – P. 535-556.
112. Gou, L.-L. Metamorphic P–T evolution and in situ biotite Rb–Sr geochronology of garnet–staurolite schist from the Ramba Gneiss Dome in the Northern Himalaya / L.-L. Gou, X.-P. Long, H.-Y. Yan [et al.] // *Frontiers in Earth Science*. – 2022. – Vol. 10. – P. 887154.
113. Graham, C.M. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California / C.M. Graham, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1984. – Vol. 2. – P. 31-21.
114. Grand’Homme, A. Partial resetting of the U-Th-Pb systems in experimentally altered monazite: Nanoscale evidence of incomplete replacement / A. Grand’Homme, E. Janots, A.-M. Seydoux-Guillaume [et al.] // *Geology*. – 2016. – Vol. 44. – P. 431-434.
115. Grapes, R. Paragenesis of titanite in metagreywackes of the Franz Josef-Fox Glacier area, Southern Alps, New Zealand / R. Grapes, T. Watanabe // *European Journal of Mineralogy*. – 1992. – Vol. 4. – P. 547-555.
116. Groppo, C. P–T evolution across the Main Central Thrust Zone (Eastern Nepal): hidden discontinuities revealed by petrology / C. Groppo, F. Rolfo, B. Lombardo // *Journal of Petrology*. – 2009. – Vol. 50. – P. 1149-1180.
117. Hamilton, E. Isotopic ages from some Spitsbergen rocks / E. Hamilton, W. Harland, J. Miller // *Nature*. – 1962. – Vol. 195. – P. 1191-1192.
118. Harland, W.B. Caledonide Svalbard. In: *The Caledonide Orogen – Scandinavia and related areas* (eds. D.G. Gee and .A. Sturt) / W.B. Harland. – Chichester: Wiley, 1985. – P. 999-1016.
119. Harland, W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen / W.B. Harland // *Geological Magazine*. – 1971. – V. 108. – P. 27-42.

120. Harland, W.B. The geology of Svalbard / W.B. Harland. – Oxford: Alden Press, 1997. – 521 p.
121. Harland, W.B. The Ny Friesland Orogen, Spitsbergen / W.B. Harland, R. Scott, K. Auckland [et al.] // Geological Magazine. – 1992. – Vol. 129. – P. 679-708.
122. Harland, W.B. A revision of the lower Hecla Hoek succession in central north Spitsbergen and correlation elsewhere / W.B. Harland, R.H. Wallis, R.A. Gayer // Geological Magazine. – 1966. – Vol. 103. – P. 70-97.
123. Harland, W.B. The Hecla Hoek succession in Ny Friesland, Spitsbergen / W.B. Harland, C.B. Wilson // Geological Magazine. – 1956. – Vol. 93. – P. 256-86.
124. Hellmann, F.J. Precambrian and Caledonian history of Svalbard's West Ny Friesland Terrane: Doctoral Dissertation / F.J. Hellmann. – Lund University, 2000. – 22 p.
125. Hellman, F.J. Single-zircon Pb-evaporation geochronology constrains basement-cover relationships in the Lower Hecla Hoek of northern Ny Friesland, Svalbard / F.J. Hellman, D. Gee, A. Johansson [et al.] // Chemical geology. – 1997. – Vol. 137. – P. 117-134.
126. Hellman, F.J. Single-zircon geochronology of metasediments and a metadolerite in the tectonostratigraphy of the Ny Friesland orogen, northeastern Spitsbergen (abstract) / F.J. Hellman, P. Witt-Nilsson // Journal of Conference Proceedings. – 1999. – Vol. 4 (1). – 595 p.
127. Hellman, F.J. Late Archaean basement in the Bangenhuken Complex of the Noordbreen Nappe, Western Ny Friesland, Svalbard / F.J. Hellman, D. Gee, P. Witt-Nilsson // Polar Research. – 2001. – Vol. 20. – P. 49-59.
128. Henry, D.J. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms / D.J. Henry, C.V. Guidotti, J.A. Thomson // American Mineralogist. – 2005. – Vol. 90. – P. 316-328.
129. Hetherington, C.J. Metasomatic thorite and uraninite inclusions in xenotime and monazite from granitic pegmatites, Hydra anorthosite massif, southwestern Norway: Mechanics and fluid chemistry / C.J. Hetherington, D.E. Harlov // American Mineralogist. – 2008. – Vol. 93. – P. 806-820.
130. Hey, M.H. A new review of chlorite / M.H. Hey // Mineralogical Magazine. – 1954. – Vol. 30. – P. 277-292.
131. Higgins, J.B. The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites / J.B. Higgins, P.H. Ribbe // American Mineralogist. – 1976. – Vol. 61. – P. 878-888.
132. Hiroi, Y. Cretaceous high-temperature rapid loading and unloading in the Abukuma metamorphic terrane, Japan / Y. Hiroi, S. Kishi, T. Nohara [et al.] // Journal of Metamorphic Geology. – 1998. – Vol. 16. – P. 67-81.

133. Hjelle A. Geological map of Svalbard 1 : 100 000, sheet B10G Van Mijenfjorden. With description / A. Hjelle, O. Lauritzen, O. Salvigsen // Norsk Polarinstituttemakart. – 1986. – Vol. 21.
134. Holdaway, M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram / M.J Holdaway // American Journal of Science. – 1971. – Vol. 271. – P. 97-131.
135. Holdaway, M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer / M.J Holdaway // American Mineralogist. – 2000. – Vol. 85. – P. 881-892.
136. Holdaway, M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer / M.J Holdaway // American Mineralogist. – 2001. – Vol. 86. – P. 1117-1129.
137. Holdaway, M.J. Garnet-biotite geothermometry revised: New Margules parameters and a natural specimen data set from Maine / M.J. Holdaway, B. Mukhopadhaya, M.D. Dyar [et al.] // American Mineralogist. – 1997. – V. 82. – P. 582-595.
138. Holland, T. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry / T. Holland, J. Blundy // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1994. – Vol. 116. – P. 433-447.
139. Holland, T. Thermodynamics of order-disorder in minerals: II. Symmetric formalism applied to solid solutions / T. Holland, R. Powell // American Mineralogist. – 1996. – Vol. 81. – P. 1425-1437.
140. Holland, T.J.B. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest / T.J.B. Holland, R. Powell // Journal of Metamorphic Geology. – 1998. – Vol. 16. – P. 309-344.
141. Hollister, L.S. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model / L.S. Hollister // Science. – 1966. – Vol. 154. – P. 1647-1651.
142. Holness, M.B. Melted rocks under the microscope: Microstructures and their interpretation / M.B. Holness, B. Cesare, E.W. Sawyer // Elements. – 2011. – Vol. 7. – P. 247-252.
143. Høltedahl, O. New features in the geology of north-western Spitsbergen / O. Høltedahl // American Journal of Science. – 1914. – 221 p.
144. Hunt, J.A. The stability of sphene: experimental redetermination and geologic implications / J.A. Hunt, D.M. Kerrick // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1977. – Vol. 41. – P. 279-288.
145. Janots, E. Evolution of the REE mineralogy in HP–LT metapelites of the Sebide complex, Rif, Morocco: Monazite stability and geochronology / E. Janots, F. Negro, F. Brunet [et al.] // Lithos. – 2006. – Vol. 87. – P. 214-234.

146. Janots, E. Thermochemistry of monazite-(La) and dissakisite-(La): implications for monazite and allanite stability in metapelites / E. Janots, F. Brunet, B. Goffé [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2007. – Vol. 154. – P. 1-14.
147. Janots, E. Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C / E. Janots, M. Engi, J. Berger [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2008. – Vol. 26. – P. 509-526.
148. Johansson, A. Isotope studies of granitoids from the Bangenhuk Formation, Ny Friesland Caledonides, Svalbard / A. Johansson, D.G. Gee, L. Bjorklund [et al.] // *Geological Magazine*. – 1995. – Vol. 132. – P. 303-320.
149. Johansson, A. Grenvillian and Caledonian evolution of eastern Svalbard: a tale of two orogenies / A. Johansson, D.G. Gee, A.N. Larionov [et al.] // *Terra Nova*. – 2005. – Vol. 17. – P. 317-325.
150. Johansson, A. The late Paleoproterozoic Eskolabreen granitoides of southern Ny Friesland, Svalbard Caledonides – geochemistry, age, origin / A. Johansson, D.G. Gee // *GFF*. – 1999. – Vol. 121. – P. 13-26.
151. Jones, K.A. Crustal thickening and ductile extension in the NE Greenland Caledonides: a metamorphic record from anatectic pelites / K.A. Jones, R.A. Strachan // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2000. – Vol. 18. – P. 719-735.
152. Kaneko, Y. Recalibration of mutually consistent garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers / Y. Kaneko, T. Miyano // *Lithos*. – 2004. – Vol. 73. – P. 255-269.
153. Keller, L.M. A quaternary solution model for white micas based on natural coexisting phengite–paragonite pairs / L.M. Keller, C. De Capitani, R. Abart // *Journal of Petrology*. – 2005. – Vol. 46. – P. 2129-2144.
154. Kim, H.S. Combining compositional zoning and foliation intersection axes (FIAs) in garnet to quantitatively determine early P–T–t paths in multiply deformed and metamorphosed schists: north central Massachusetts, USA / H.S. Kim, T.H. Bell // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – Vol. 149. – P. 141-163.
155. Kohn, M.J. Geochemical zoning in metamorphic minerals. From: *Treatise on Geochemistry*. Ed. R. Rudnick / M.J Kohn. – Elsevier Ltd, 2003. – Vol. 3. – P. 229-261.
156. Kohn, M.J. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont / M.J. Kohn, F.S. Spear // *American Mineralogist*. – 1990. – Vol. 75. – P. 89-96.
157. Kościńska, K. P–T–t path of unusual garnet–kyanite–staurolite–amphibole schists, Ellesmere Island, Canada – Quartz inclusion in garnet barometry and monazite petrochronology / K. Kościńska, J.A. Gilotti, W.C. McClelland [et al.] // *Journal of Petrology*. – 2022. – Vol. 63. – egac068.

158. Krasilshchikov, A.A. Geological map of Svalbard (Norway) / A.A. Krasilshchikov, A.M. Tebenkov, N.M. Ivanova [et al.]. – Saint Petersburg: PMGRE, 2008.
159. Krasilshchikov, A.A. Soviet geological research in Svalbard 1962–1992. Extended abstracts of unpublished reports / ed. A.A. Krasilshchikov. – Oslo: Norsk Polarinstitut, 1996.
160. Krenn, E. Formation of monazite and rhabdophane at the expense of allanite during Alpine low temperature retrogression of metapelitic basement rocks from Crete, Greece: Microprobe data and geochronological implications / E. Krenn, F. Finger // *Lithos*. – 2007. – Vol. 95. – P. 130-147.
161. Krenn, E. Detrital and newly formed metamorphic monazite in amphibolite-facies metapelites from the Motajica Massif, Bosnia / E. Krenn, K. Ustaszewski, F. Finger // *Chemical Geology*. – 2008. – Vol. 254. – P. 164-174.
162. Lanari, P.A. Thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: applications to P–T sections and geothermometry / P. Lanari, T. Wagner, O. Vidal // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2014. – Vol. 167. – P. 968.
163. Larionov, A.N. U-Pb zircon ages from the Eskolabreen Formation, southern Ny Friesland, Svalbard Oslo / A.N. Larionov, A. Johansson, A.M. Tebenkov [et al.] // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1995. – Vol. 75. – P. 247-257.
164. Larionov, A.N. Detrital zircon ages from the Planettfjella Group of the Mosselhalvoya Nappe, NE Spitsbergen, Svalbard / A.N. Larionov, D.G. Gee, A.M. Tebenkov [et al.] // *Proceedings of International Conference on Arctic Margins – ICAM III*. – 1998. – P. 109.
165. Le Bas, M.J. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram / M.J. Le Bas, R.W. Le Maitre, A. Streckeisen [et al.] // *Journal of Petrology*. – 1986. – Vol. 27. – P. 745-750.
166. Leake, B.E. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Minerals Names / B.E. Leake, A.R. Woolley, C.E.S. Arps [et al.] // *The Canadian Mineralogist*. – 1997. – Vol. 35. – N 1. – P. 219-246.
167. Le Maitre, R.W. *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms. recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks* / ed. R.W. Le Maitre. – N.Y.: Cambridge University Press, 2002. – 236 p.
168. Li, Z.Y. Petrology and metamorphic P-T paths of metamorphic zones in the Huangyuan Group, Central Qilian Block, NW China. Z.Y. Li, Y.L. Li, L. Zhao [et al.] // *Journal of Earth Science*. – 2019. – Vol. 30(6). – P. 1280-1292.
169. Liao, Y. Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry / Y. Liao, C. Wei, H.U. Rehman // *American Mineralogist*. – 2021. – Vol. 106. – P. 180-191.

170. Lu, J.-S. Metamorphic P–T–t path retrieved from metapelites in the southeastern Taihua metamorphic complex, and the Paleoproterozoic tectonic evolution of the southern North China Craton / J.-S. Lu, M.-G. Zhai, L.-S. Lu [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 134. – P. 352-364.
171. Ludwig, K.R. User's manual for Isoplot 3.75–4.15 / K.R. Ludwig. – Berkeley Geochronology Center, 2012.
172. Lyberis, N. Continental collision and lateral escape deformation in the lower and upper crust: An example from Caledonide Svalbard / N. Lyberis, G. Manby // *Tectonics*. – 1999. – Vol. 18. – P. 40-63.
173. Mahar, E.M. The effect of Mn on mineral stability in metapelites / E.M. Mahar, J.M. Baker, R. Powell [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1997. – V. 15. – P. 223-238.
174. Manby, G.M. The petrology of the Harkerbreen Group, Ny Friesland, Svalbard: protoliths and tectonic significance / G.M. Manby // *Geological Magazine*. – 1990. – Vol. 127. – P. 129–146.
175. Maniar, P.D. Tectonic discrimination of granitoids / P.D. Maniar, P.M. Piccoli // *GSA Bulletin*. – 1989. – Vol. 101. – P. 635-643.
176. Massonne, H.-J. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz / H.-J. Massonne, W. Schreyer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1987. – Vol. 96. – P. 212-224.
177. Molina, J.F. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning / J.F. Molina, J.A. Moreno, A. Castro [et al.] // *Lithos*. – 2015. – Vol. 232. – P. 286-305.
178. Montel, J.-M. Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: Example from Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco) / J.-M. Montel, J. Kornprobst, D. Vielzeuf // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2000. – Vol. 18. – P. 335-342.
179. Moynihan, D.P. An automated method for the calculation of P–T paths from garnet zoning, with application to metapelitic schist from the Kootenay Arc, British Columbia, Canada / D.P. Moynihan, D.R.M. Pattison // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2013. – Vol. 31. – P. 525-548.
180. Nasdala, L. Recent progress in the study of accessory minerals / L. Nasdala, I. Broska, D.E. Harlov [et al.] // *Mineralogy and Petrology*. – 2017. – Vol. 111 – P. 431-433.
181. Ning, W. Electron probe microanalysis of monazite and its applications to U-Th-Pb dating of geological sample / W. Ning, J. Wang, D. Xiao [et al.] // *Journal of Earth Science*. – 2019. – Vol. 30. – P. 952-963.
182. Orvin, A.K. Outline of the geological history of Spitsbergen / A.K. Orvin // *Norges Svalbard Og Ishavs-Undersokelser*. – 1940. – №78.

183. Parrish, R. U–Pb dating of monazite and its application to geological problems / R. Parrish // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1990. – Vol. 17. – P. 1431-1450.
184. Pattison, D.R.M. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole / D.R.M. Pattison // *Scottish Journal of Geology*. – 1992. – Vol. 100. – P. 423-446.
185. Pattison, D.R.M. Interplay between equilibrium and kinetics in prograde metamorphism of pelites: an example from the Nelson aureole, British Columbia / D.R.M. Pattison, D.K. Tinkham // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2009. – Vol. 27. – P. 249-279.
186. Peacock, S.M. Numerical simulation of subduction zone pressure-temperature-time paths: Constraints on fluid production and arc magmatism / S.M. Peacock // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. – 1991. – Vol. 335. – P. 341-353.
187. Peacock, S.M. Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. In: *Inside the Subduction Factory* / S.M. Peacock // *American Geophysical Union Geophysical Monograph*. – 2003. – Vol.138. – P. 7-22.
188. Pearce, J.A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J.A. Pearce, N.B.W. Harris, A.G. Tindle // *Journal of Petrology*. – 1984. – Vol. 25. – P. 956–983.
189. Peterson, R.C. The rare-earth-element chemistry of allanite from the Grenville Province / Peterson, R.C., MacFarlane D.B // *Canadian Mineralogist*. – 1993. – Vol. 31. – P. 159-166.
190. Petrik, I. Granitoid allanite-(Ce) substitution relations, redox conditions and REE distributions (on an example of I-type granitoids, Western Carpathians, Slovakia) / I. Petrik, I. Broska, J. Lipka [et al.] // *Geologica Carpathica*. – 1995. – Vol. 46. – P. 79-94.
191. Pettersson, C.H. The tectonic evolution of northwest Svalbard: Doctoral Thesis in Mineralogy, Petrology and Geochemistry / C.H. Pettersson. – Stockholm University, Sweden, 2010.
192. Powell, R. Optimal geothermometry and geobarometry / R. Powell, T.J.B. Holland // *American Mineralogist*. – 1994. – Vol. 79. – P. 120-133.
193. Powell, R. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC / R. Powell, T.J.B. Holland, B. Worley // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1998. – Vol. 16. – P. 577-588.
194. Putnis, A. Mineral replacement reactions / A. Putnis // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2009. – Vol. 70. P. – 87-124.
195. Rasmussen, B. Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales / B. Rasmussen, I.R. Fletcher, N.J. McNaughton // *Geology*. – 2001. – Vol. 29. – P. 963-966.

196. Sakai, C. REE-bearing epidote from Sanbagawa pelitic schists, central Shikoku, Japan / C. Sakai, T. Higashino, M. Enami // *Geochemical Journal*. – 1984. – Vol. 18. – P. 45-53.
197. Selverstone, J. High pressure metamorphism in the SW Tauern window, Austria: P–T paths from hornblende–kyanite–staurolite schists / J. Selverstone, F.S. Spear, G. Franz [et al.] // *Journal of Petrology*. – 1984. – Vol. 25. – P. 501-531.
198. Skrzypek, E. Transient allanite replacement and prograde to retrograde monazite (re)crystallization in medium-grade metasedimentary rocks from the Orlica-Śnieżnik Dome (Czech Republic/Poland): textural and geochronological arguments / E. Skrzypek, V. Bosse, T. Kawakami [et al.] // *Chemical Geology*. – 2017. – Vol. 449. – P. 41-57.
199. Smith, H.A. Monazite U–Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists / H.A. Smith, B. Barreiro // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – Vol. 105. – P. 602-615.
200. Smith, H.A. Lead diffusion in monazite / H.A. Smith, B.J. Giletti // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – Vol. 61. – P. 1047-1055.
201. Sorensen, S.S. Petrogenetic significance of zoned allanite in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone: Catalina Schist, southern California / S.S. Sorensen // *American Mineralogist*. – 1991. – Vol. 76. – P. 589-601.
202. Spear, F.S. Program GIBBS; a generalized Gibbs method algorithm / F.S. Spear, T. Menard // *American Mineralogist*. – 1989. – Vol. 74. – P. 942-943.
203. Spear, F.S. The metamorphosis of metamorphic petrology. In: *The Web of Geological Sciences: Advances, impacts, and interactions II* / F.S. Spear, D.R.M. Pattison, J.T. Cheney // *Special Paper of the Geological Society of America*. – 2016. – Vol. 523.
204. Spear, F.S. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. In: *Phosphates* / F.S. Spear, J.M. Pyle // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2002. – Vol. 48. – P. 293-336.
205. Spear, F.S. Quantitative P–T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications / F.S. Spear, J. Selverstone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1983. – Vol. 83. – P. 348-357.
206. Spear, F.S. P–T paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes / F.S. Spear, J. Selverstone, D. Hickmott [et al.] // *Geology*. – 1984. – Vol. 12. – P. 87-90.
207. Stowell, H. Garnet growth during crustal thickening in the Cascades Crystalline Core, Washington, USA / H. Stowell, G. Bulman, D. Tinkham [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2011. – Vol. 29. – P. 627-647.
208. Stüwe, K. *Geodynamics of the Lithosphere: Quantitative Description of Geological Problems*, 2nd edition / K. Stüwe. – Springer-Verlag, 2007. – 493 p.

209. St-Onge, M.R. Zoned poikiloblastic garnets: P-T path and syn-metamorphic uplift through 30 km of structural depth, Wopmay Orogen, Canada / M.R. St-Onge // *Journal of Petrology*. – 1987. – Vol. 28. – P. 1-22
210. Suzuki, K. The chemical Th–U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of the Hida Terrane, Japan / K. Suzuki, M. Adachi // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991. – Vol. 38. – P. 11-38.
211. Suzuki, K. Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th–U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study / K. Suzuki, M. Adachi, T. Tanaka // *Sedimentary Geology*. – 1991. – Vol. 75. – P. 141-147.
212. Suzuki, K. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data / K. Suzuki, T. Kato // *Gondwana Research*. – 2008. – Vol. 14. – P. 569-586.
213. Swapp, S.M. 2.7 Ga high-pressure granulites of the Teton Range: Record of Neoproterozoic continent collision and exhumation / S.M. Swapp, C.D. Frost, B.R. Frost [et al.] // *Geosphere*. – 2018. – Vol. 14. – № 3. – P. 1031-1050.
214. Tartese, R. Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb geochronometers: a story of fluids / R. Tartese, G. Ruffet, M. Poujol [et al.] // *Terra Nova*. – 2011. – Vol. 23. – P. 390-398.
215. Taylor, R.J.M. Post-peak, fluid-mediated modification of granulite facies zircon and monazite in the Trivandrum Block, southern India / R.J.M. Taylor, C. Clark, I.C.W. Fitzsimons [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2014. – Vol. 168. – Article id. 1044.
216. Taylor, R.J.M. Accessories after the facts: Constraining the timing, duration and conditions of high-temperature metamorphic processes / R.J.M. Taylor, C.L. Kirkland, C. Clark // *Lithos*. – 2016. – Vol. 264. – P. 239-257.
217. Tebenkov, A.M. Newtontoppen granitoid rocks; their geology, chemistry and Rb-Sr age / A.M. Tebenkov, Y. Ohta, Yu.A. Balashov [et al.] // *Polar Research*. – 1996. – Vol. 15. – P.67-80.
218. Thompson, B.J. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists / B.J. Thompson // *American Mineralogist*. – 1957. – Vol. 42. – P. 842-858.
219. Thompson, A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks / A.B. Thompson, P.C. England // *Journal of Petrology*. – 1984. – Vol. 25. – P. 929-55.
220. Thompson, A.B. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts / A.B. Thompson, J.R. Ridley // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. – 1987. – Vol. A321. – P. 27-45.

221. Tinkham, D.K. Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: the effect of variable Al_2O_3 and $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ on mineral stability / D.K. Tinkham, C.A. Zuluaga, H.H. Stowell // *Geological Materials Research*. – 2001. – Vol. 3. – P. 1-42.
222. Tomkins, H.S. Accessory phase petrogenesis in relation to major phase assemblages in pelites from the Nelson contact aureole, southern British Columbia / H.S. Tomkins, D.R.M. Pattison // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2007. – Vol. 25. – P. 401-421.
223. Uher, P. Monazite-(Ce) in Hercynian granites and pegmatites of the Bratislava Massif, Western Carpathians: compositional variations and Th-U-Pb electron-microprobe dating / P. Uher, M. Kohút, M. Ondrejka [et al.] // *Acta Geologica Slovaca*. – 2014. – Vol. 6(2). – P. 215-231.
224. Valley, P.M. Metamorphism of the deepest exposed arc rocks in the Cretaceous to Paleogene Cascades belt, Washington: evidence for large-scale vertical motion in a continental arc / P.M. Valley, D.L. Whitney, S.R. Paterson [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2003. – Vol. 21. – P. 203-220.
225. Vance, D. Pressure–temperature paths from P–T pseudosections and zoned garnets: potential, limitations and examples from the Zaskar Himalaya, NW India / D. Vance, E. Mahar // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1998. – Vol. 132. – P. 225-245.
226. Whalen, J.B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J.B. Whalen, K.L. Currie, B.W. Chappell // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1987. – Vol. 95. – P. 407-419.
227. White, R.W. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites / R.W. White, R. Powell, T.J.B. Holland // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2007. – Vol. 25. – P. 511-527.
228. White, A.P. Pressure–temperature–time evolution of the Central East Greenland Caledonides: quantitative constraints on crustal thickening and synorogenic extension / A.P. White, K.V. Hodges // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2003. – Vol. 21. – P. 875-897.
229. Whitney, D.L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D.L. Whitney, B.W. Evans // *American Mineralogist*. – 2010. – Vol. 95. – P. 185-187.
230. Wickham, S. Continental rifts as a setting for regional metamorphism / S. Wickham, E. Oxburgh // *Nature*. – 1985. – Vol. 318. – P. 330-333.
231. Will, T.M. Phase equilibria in metamorphic rocks: thermodynamic background and petrological applications. *Lecture Notes in Earth Sciences 71* / T.M. Will. – Springer, 1998. – 315 p.
232. Williams, M.L. Microprobe monazite geochronology: Understanding geologic processes by integrating composition and chronology / M.L. Williams, M.J. Jercinovic, C.J. Hetherington // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2007. – Vol. 35. – P. 137-175.

233. Williams, M.L. Resetting monazite ages during fluid-related alteration / M.L. Williams, M.J. Jercinovic, D.E. Harlov [et al.] // *Chemical Geology*. – 2011. – Vol. 283. – P. 218-225.
234. Williams, M.L. Electron microprobe petrochronology / M.L. Williams, M.J. Jercinovic, K.H. Mahan [et al.]. // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2017. – Vol. 83. – P. 153-182.
235. Wing, B.A. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology / B.A. Wing, J.M. Ferry, T.M. Harrison // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2003. – Vol. 145. – P. 228-250.
236. Winter, J.D. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Second Edition / J.D. Winter. – Pearson Education Limited, 2014. – 737 p.
237. Witt-Nilsson, P. The West Ny Friesland Terrane: an exhumed mid-crustal obliquely convergent orogen. *Acta Universitatis Upsaliensis. Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 415 / P. Witt-Nilsson. – Uppsala, 1998. – 28 p.
238. Witt-Nilsson, P. Tectonostratigraphy of the Caledonian Atomfjella Antiform of northern Ny Friesland, Svalbard / P. Witt-Nilsson, D.G. Gee, F.J. Hellman // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1998. – Vol. 78. – P. 67-80.
239. Wu, C.-M. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites / C.-M. Wu, J. Zhang, L.-D. Ren // *Journal of Petrology*. – 2004. – Vol. 45. – P. 1907-1921.
240. Wu, C.-M. Calibration of a Ti-in-muscovite geothermometer for ilmenite- and Al₂SiO₅-bearing metapelites / C.-M. Wu, H.-X. Chen // *Lithos*. – 2015. – Vol. 212-215. – P. 122-127.
241. Wu, C.-M. The applicability of the GRIPS geobarometry in metapelitic assemblages / C.-M. Wu, G.C. Zhao // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2006. – Vol. 24. – P. 297-307.
242. Yang, P. Genesis of monazite and Y zoning in garnet from the Black Hills, South Dakota / P. Yang, D. Pattison // *Lithos*. – 2006. – Vol. 88. – P. 233-253.
243. Zeh, A. The effect of reaction overstep on garnet microtextures in metapelitic rocks of the Ilesha Schist Belt, SW Nigeria / A. Zeh, M.B. Holness // *Journal of Petrology*. – 2003. – Vol. 44. – P. 967-994.
244. Zhou, X. EPMA U-Th-Pb monazite and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high-pressure pelitic granulites in the Jiaobei massif of the North China Craton / X. Zhou, G. Zhao, C. Wei [et al.] // *American Journal of Science*. – 2008. – Vol. 308. – P. 328-350.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Акт о внедрении результатов диссертации

Утверждаю

Генеральный директор
ФГБУ «ВНИИОкеангеология»

Б.В. Шумский
« 3 » _____ 2023 г.



АКТ

о внедрении результатов кандидатской диссертации
Акбарпуран Хайяти Симы Абдолрахимовны
по научной специальности 1.6.4 – Минералогия, кристаллография.
Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Специальная комиссия в составе:

Председатель – Г.А. Черкашев;

Члены комиссии: Г.Л. Лейченков, А.А. Черных, А.Н. Сироткин, В.А. Поселов;
составили настоящий акт о том, что результаты диссертации на тему «Р-Т траектории и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов Нью Фрисланда, архипелаг Шпицберген», представленной на соискание ученой степени кандидата наук, использованы в текущей деятельности ФГБУ «ВНИИОкеангеология» при написании разделов отчета в виде оценки параметров метаморфизма на территории полуострова Нью Фрисланд, архипелаг Шпицберген, а также использована разработанная соискателем база данных «База данных химического состава породообразующих и аксессуарных минералов метаморфических пород докембрийских комплексов архипелага Шпицберген» (Свидетельство № 2021620933 Российская Федерация. Заявка № 2021620774: заявл. 26.04.2021; опубл. 11.05.2023 / Акбарпуран Хайяти С.А., Иванов П.В.; заявитель – ФГБУ ВО «Санкт-Петербургский горный университет»).

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

Председатель комиссии

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

Члены комиссии:

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

Зам. ген. дир., начальник отдела СГИ А.А. Черных

Зав. сектором геологии Шпицбергена А.Н. Сироткин

Главный научный сотрудник ОМСР В.А. Поселов

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Свидетельства о государственной регистрации баз данных

(12) ГОСУДАРСТВЕННАЯ РЕГИСТРАЦИЯ БАЗЫ ДАННЫХ

Номер регистрации (свидетельства): 2024623135 Дата регистрации: 16.07.2024 Номер и дата поступления заявки: 2024622934 11.07.2024 Дата публикации и номер бюллетеня: 16.07.2024 Бюл. № 7	Авторы: Акбарпуран Хайяти Сима Абдолрахимовна (RU), Грохотов Евгений Игоревич (RU), Григорьев Егор Витальевич (RU) Правообладатель: Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II» (RU)
--	--

Название базы данных:

База данных минеральной термобарометрии пород метаморфических комплексов полуострова Нью Фрисланд, архипелаг Шпицберген

Реферат:

База данных содержит информацию об условиях метаморфизма пород серий Моссель и Атомфелла полуострова Нью Фрисланд, являющегося тектонотипом фундамента архипелага Шпицберген. Для оценки параметров метаморфизма был использован комплекс современных минеральных термобарометров. База данных содержит следующие параметры: серия, тип горной породы, входные и расчетные данные минеральных термобарометров, состав и параметры расчета формул минералов. База данных может быть использована специалистами научных и образовательных организаций в области минералогии и петрологии для изучения условий образования кристаллических пород Нью Фрисланда и Шпицбергена в целом, а также выявления корреляционных зависимостей с соседними площадями Циркумполярных областей. В учебном процессе база данных может использоваться в рамках практических занятий профильных дисциплин специальности 21.05.02 «Прикладная геология». Тип ЭВМ: IBM PC-совмест. ПК, ОС: Windows XP/Vista/7/8/10.

Вид и версия системы управления базой данных: SQLite

Объем базы данных: 136 КБ

**ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНОЙ СОБСТВЕННОСТИ**

(12) ГОСУДАРСТВЕННАЯ РЕГИСТРАЦИЯ БАЗЫ ДАННЫХ

Номер регистрации (свидетельства): 2021620933 Дата регистрации: 11.05.2021 Номер и дата поступления заявки: 2021620774 26.04.2021 Дата публикации и номер бюллетеня: 11.05.2021 Бюл. № 5 Контактные реквизиты: нет	Авторы: Акбарпуран Хайяти Сима Абдолрахимовна (RU), Иванов Павел Владимирович (RU) Правообладатель: федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Санкт-Петербургский горный университет» (RU)
---	---

Название базы данных:

База данных химического состава породообразующих и аксессуарных минералов метаморфических пород докембрийских комплексов архипелага Шпицберген

Реферат:

База данных предназначена для анализа и исследования породообразующих и аксессуарных минералов метаморфических пород территории полуострова Нью Фрисланд (серии Моссель и Атомфелла, свита Ритгерварнет) и Северо-Восточной Земли (комплекс Дувефьорд) архипелага Шпицберген. База данных может быть использована специалистами в области минералогии и петрологии для сравнения с собственными данными или ознакомления с целью изучения химических особенностей минералов докембрийских пород архипелага Шпицберген. В учебном процессе база данных может использоваться для профильных дисциплин специальности 21.05.02 Прикладная геология. База данных содержит в себе следующие параметры: тип породы, минерал, содержание химического элемента SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, ZnO, BaO, P₂O₅, Cl, F, La₂O₃, Ce₂O₃, Pr₂O₃, Nd₂O₃, Sm₂O₃, ThO₂, UO₂, Y₂O₃, V₂O₅, Cr₂O₃. Тип ЭВМ: IBM PC-совмест. ПК. ОС: Windows.

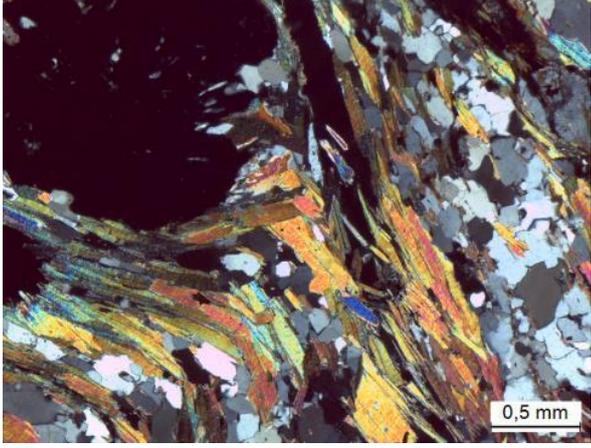
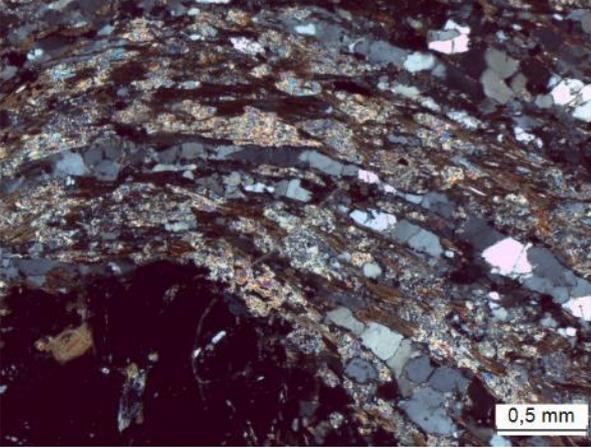
Вид и версия системы управления базой данных: SQLite

Объем базы данных: 161 КБ

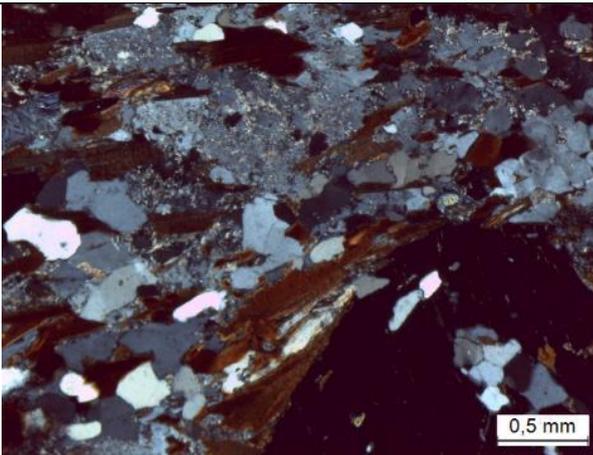
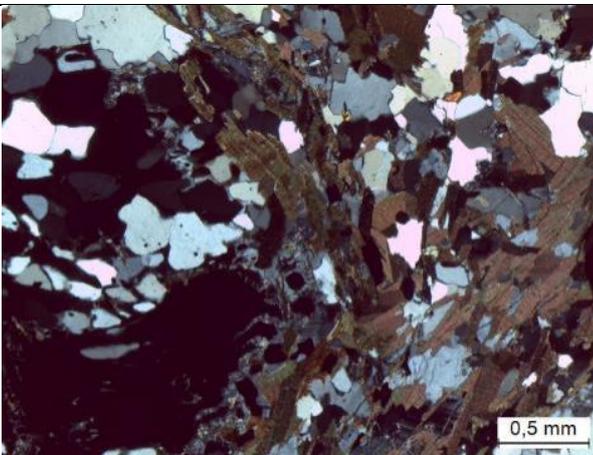
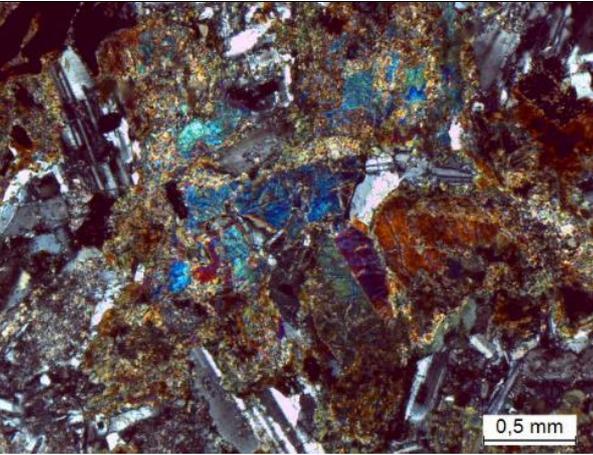
ПРИЛОЖЕНИЕ В

Характеристика каменного материала

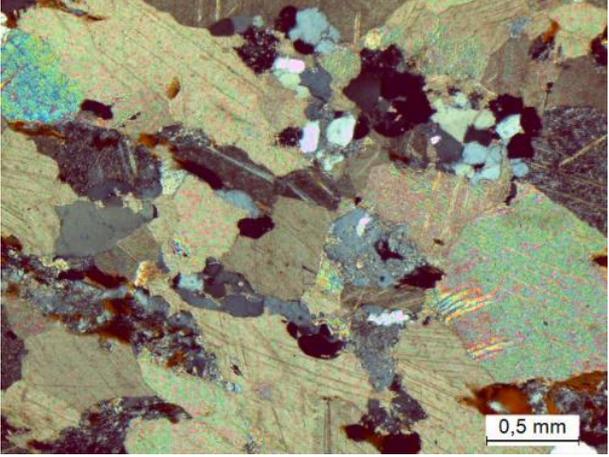
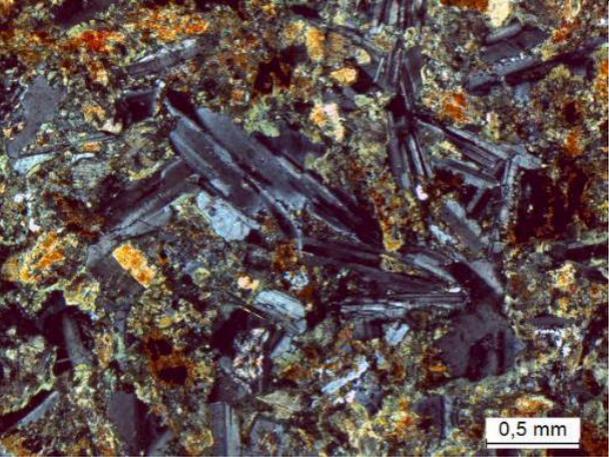
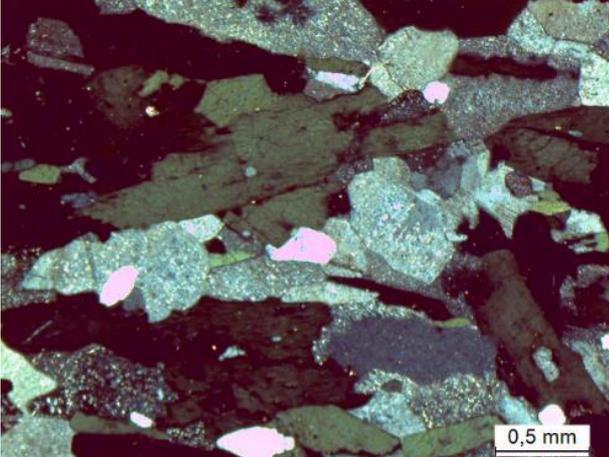
Таблица В.1 – Характеристика каменного материала

Образец	Геологическая привязка	Название и характеристика породы	Изображение породы в шлифе
Серия Атомфьелла			
3912-3а	Южное побережье бухты Моссель, свита Риттерватнет	<p>Метапелитовый сланец (Grt+Ms+Bt+Q+Pl)</p> <p>Крупнозернистый двуслюдяной сланец с гранатом, содержащий тонкие (1–3 см) послойные кварцевые прожилки и линзы.</p>	
3912-3б	Южное побережье бухты Моссель, свита Риттерватнет	<p>Известковый сланец (Bt+Grt+Pl+Kfs+Cal±Scp)</p> <p>Порода характеризуется тонкополосчатым строением за счет чередования линзовидных прослоев, обогащенных серицитизированным плагиоклазом и биотитом; кварцем и калиевым полевым шпатом; кальцитом и скаполитом. В породе наблюдается наложенная минеральная ассоциация: Ms–Chl–Ep–Kfs–Cal–Prh–Ttn.</p>	

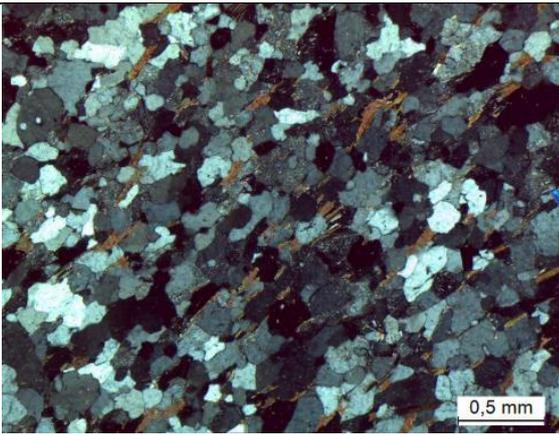
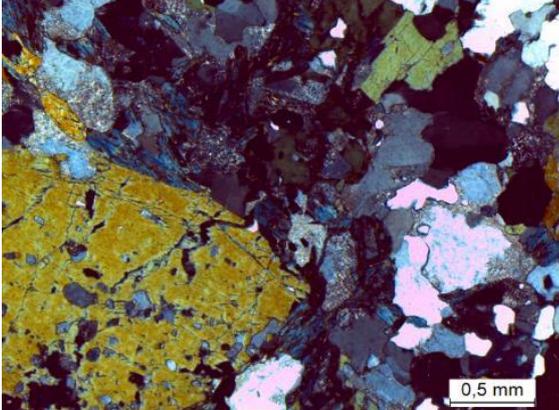
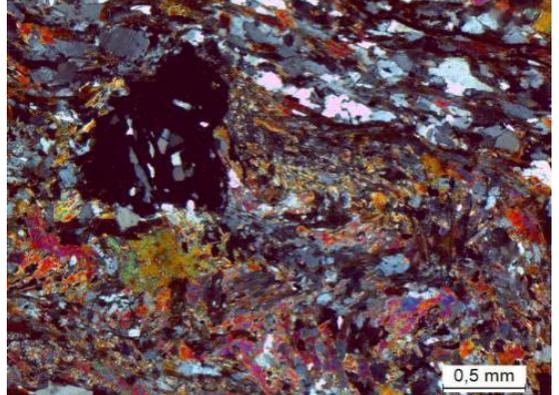
Продолжение таблицы В.1

4072-2	<p>Район озера Риттерватнет, свита Риттерватнет</p>	<p>Известковый сланец (Bt-Grt+Pl+Kfs+Cal)</p> <p>Порода характеризуется плейчатой текстурой и сложена линзовидными агрегатами биотита, серицитизированного плагиоклаза и пренита, которые чередуются с линзами гранобластового кварца и кальцита.</p>	
4143-1	<p>Юго-восточное побережье озера Феммильшоен, свита Риттерватнет</p>	<p>Амфибол-биотитовый гнейс (Pl+Bt+Hb+Grt+Q)</p> <p>Порода характеризуется плейчатой текстурой и порфиробластовой структурой за счет присутствия в мелкозернистом матриксе более крупных кристаллов граната и плагиоклаза. Плейчатая текстура создается агрегатами темноцветных биотита и роговой обманки.</p>	
3908-1	<p>Южное побережье бухты Моссель, окрестности мыса Бангенхук, свита Бангенхук</p>	<p>Метабазит (Pl+Prx+Amf+Bt+Q+Ser)</p> <p>Порода представляет собой габброид, подверженный наложенным изменениям: реликтовые пироксен и плагиоклаз замещаются амфиболом, хлоритом, серицитом, биотитом.</p>	

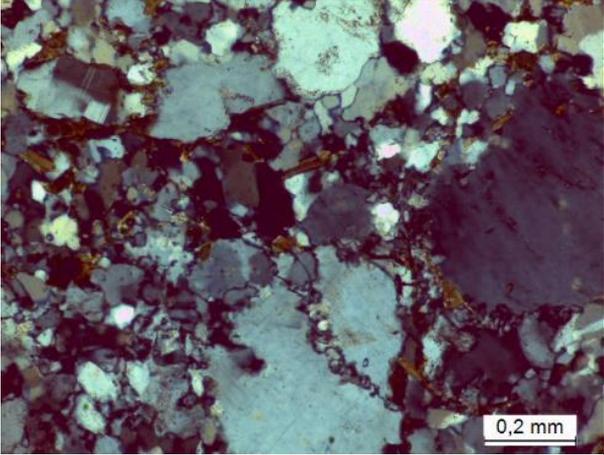
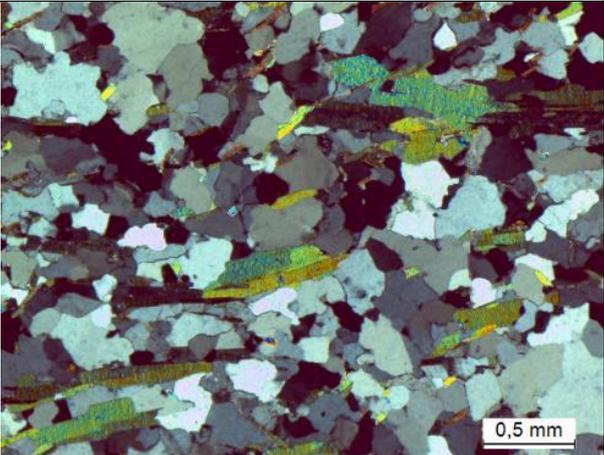
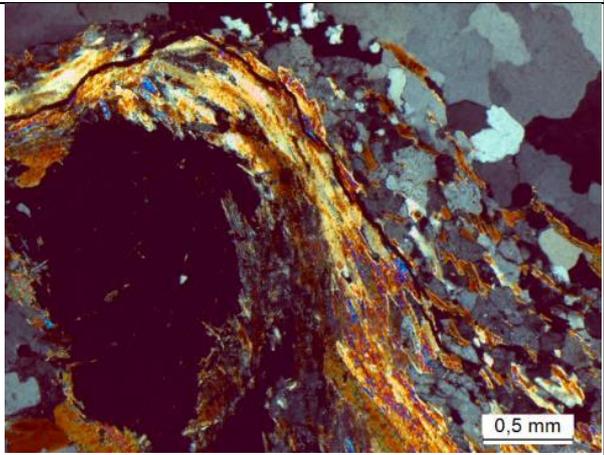
Продолжение таблицы В.1

3999-2	П-ов Моссель, окрестности мыса Реквика свита Харкербреен верхн.	Кальцитовый мрамор с кварцем и биотитом. Порода сложена преимущественно кристаллами кальцита, в интерстициях наблюдаются мелкозернистые агрегаты кварца, биотита и серицитизированного плагиоклаза.	
3910-1	Южное побережье бухты Моссель, окрестности мыса Бангенхук свита Бангенхук	Метабазит (Pl+Bt+Amf+Chl+Ser) Порода представляет собой габбро-долерит с наложенными изменениями. Темноцветные минералы исходной породы замещены полностью, в качестве новообразованных минералов выступают амфибол, хлорит, серицит, биотит, рудный минерал.	
3901-1	Южное побережье озера Моссельватнет свита Харкербреен (верхн.)	Амфиболит (Hb+Pl+Q+Ttn+Ap) Порода сложена удлинёнными субпараллельно ориентированными кристаллами роговой обманки, а также серицитизированными кристаллами плагиоклаза. Кварц наблюдаются в подчиненном количестве.	

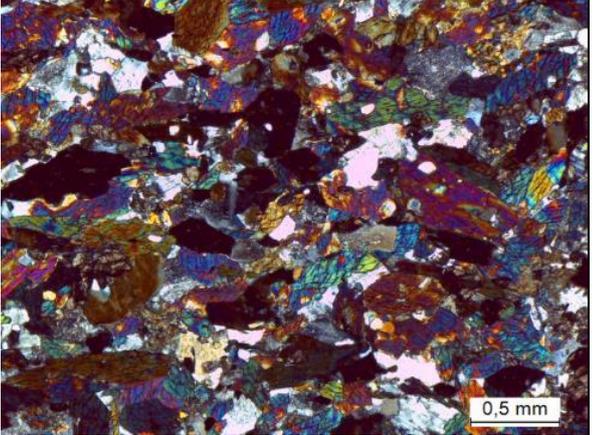
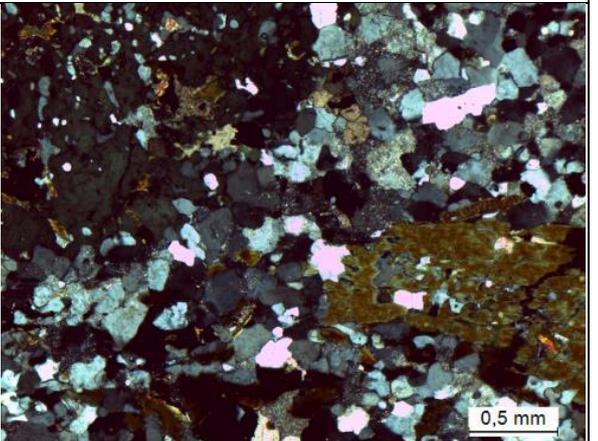
Продолжение таблицы В.1

4001-3	Южное побережье бухты Моссель, окрестности мыса Бангенхук свита Риттерватнет	<p>Амфибол-биотитовый гнейс (Q+Pl+Vt+Hb+Ser)</p> <p>Порода обладает мелкозернистой гомеобластовой, лепидогранобластовой структурой. Зерна биотита расположены ориентировано, субпараллельно по удлинению. Плагноклаз замещается серицитом.</p>	 <p>0,5 mm</p>
3900-1	Район устья реки Моссельдален, южное побережье свита Харкербреен (верхн.)	<p>Амфиболит (Hb+Pl+Q+Chl+Ser)</p> <p>Порода сложена гранобластовыми агрегатами кварца и плагноклаза, а также пойкилобластами роговой обманки в качестве включений в которой выступают мелкие зерна минералов матрикса. Плагноклаз замещается серицитом, хлорит широко развит в пределах всей площади шлифа</p>	 <p>0,5 mm</p>
4045-1	Северо-восточный берег озера Лаксшоен свита Вассфарет	<p>Метапелитовый сланец (Grt+Vt+Ms+Q+Pl+Chl)</p> <p>Порода сложена фибробластовыми агрегатами мусковита и биотита, чередующимися с плагноклаз-кварцевыми прослоями. Гранат образует порфиробласты размером до 2 мм. В шлифе наблюдается поздняя хлорит-серицитовая минерализация.</p>	 <p>0,5 mm</p>

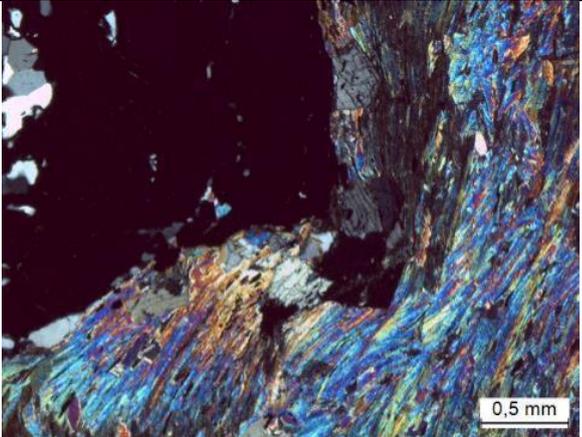
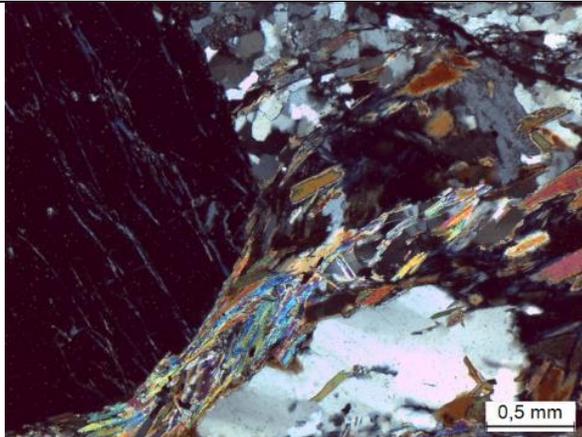
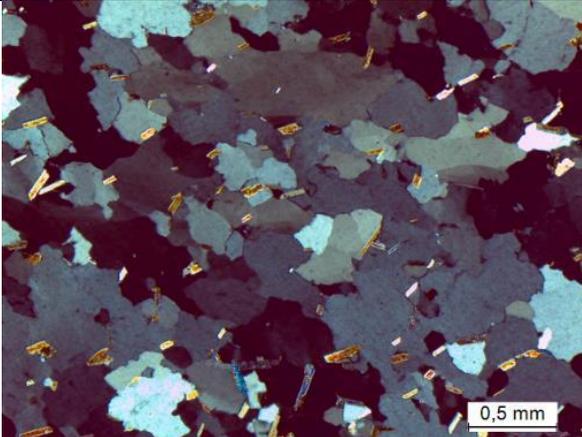
Продолжение таблицы В.1

4046-1	Северо-восточный берег озера Лакшоен свита Вассфарет	Кварц-полевошпатовая порода с роговой обманкой и биотитом. В породе наблюдаются две генерации кварца, первая – отличается более крупными зернами (до 0,5 мм), вторая – представлена мелкими зернами размером 0,05 мм в среднем, кристаллы расположены вдоль межзеренных границ и слагают секущие прожилки.	
750-1	П-ов Моссель, окрестности мыса Еллингсена свита Харкербреен (верхн.)	Метапелитовый сланец (Q+Ms+Bt+Pl) Порода преимущественно сложена кварцем, плагиоклаз наблюдается в подчиненном количестве, зерна его подвержены слабой серицитизации. Гранат в пределах шлифа не встречается.	
750-3	П-ов Моссель, окрестности мыса Еллингсена свита Харкербреен (верхн.)	Метапелитовый сланец (Ms+Q+Bt+Grt+Pl) Порода представлена плейчатыми агрегатами мусковита и биотита, чередующимися с прослоями кварц-плагиоклазового состава. Плагиоклаз серицитизирован.	

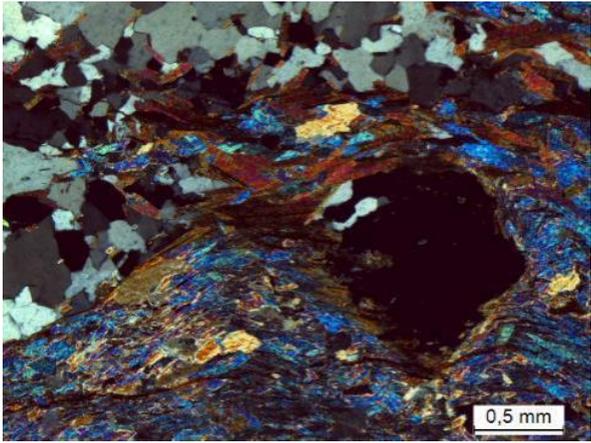
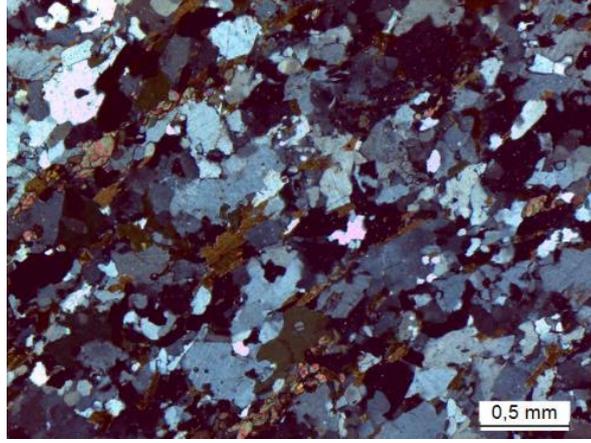
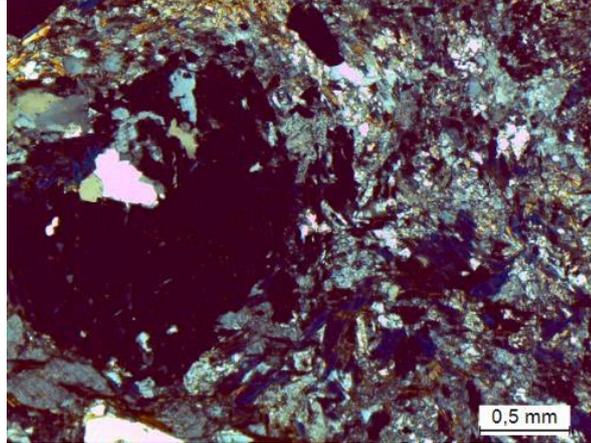
Продолжение таблицы В.1

3934-2	П-ов Моссель, окрестности мыса Лорта свита Харкербреен (верхн.)	Амфиболит (Hb+Pl+Q+Ttn) Порода сложена преимущественно роговой обманкой, в подчиненном количестве наблюдаются плагиоклаз и кварц. В качестве акцессорных минералов выступают титанит и апатит.	
4001-2	П-ов Моссель, окрестности южного окончания бухты Ревика свита Харкербреен (верхн.)	Амфиболит (Hb+Pl+Q+Bt+Chl+Ser+Ttn) Порода сложена гранобластовыми агрегатами кварца и плагиоклаза, а также пойкилобластами роговой обманки, в качестве включений в которой выступают мелкие зерна минералов матрикса. В образце наблюдаются множественные зерна непрозрачного рудного минерала и титанита. Серицит и хлорит широко развиты в пределах всей площади шлифа.	

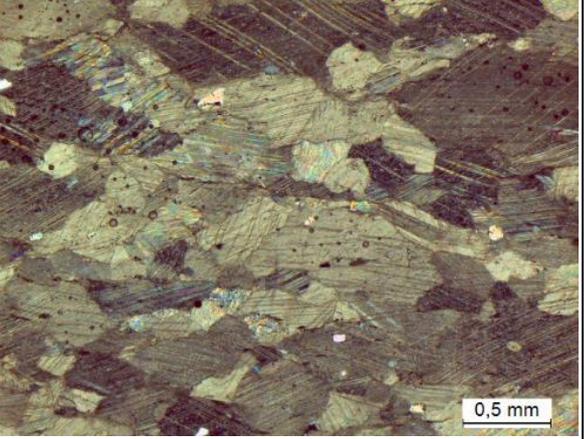
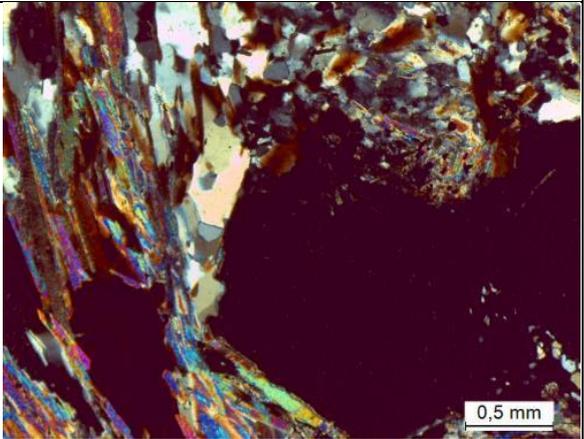
Продолжение таблицы В.1

Серия Моссель			
3885-1	Южная часть п-ва Моссель, свита Флоен	<p>Метапелитовый сланец Ms+Bt+Grt+Pl (\pmSt)</p> <p>Порода имеет плейчатую текстуру и сложена волнообразно-изогнутыми агрегатами пластинок мусковита и биотита, чередующимися с линзовидными прослоями кварц-плагиоклазового состава.</p>	
4032-1	Восточная часть п-ва Моссель, свита Флоен	<p>Метапелитовый сланец Ms+Bt+Grt+Pl (\pmSt)</p> <p>Порода характеризуется плейчатой текстурой и сложена линзовидными прослоями кварц-плагиоклазового состава, чередующимися со струйчатыми агрегатами пластинок мусковита и биотита, которые облекают крупные порфиробласты граната.</p>	
3974-1	Южная часть п-ва Моссель, свита Флоен	<p>Биотитовый кварцит</p> <p>Порода преимущественно состоит из кварца, слагающего среднезернистую гомеобластовую структуру, биотит наблюдается в качестве второстепенного минерала (ок. 5%).</p>	

Продолжение таблицы В.1

3975-26	Центральная часть п-ва Моссель, свита Флоен	<p>Метапелитовый сланец (Ms+Q+Vt+Grt+Pl)</p> <p>Порода представлена плоччатыми агрегатами мусковита и биотита, чередующимися с прослоями кварц-плагиоклазового состава. Плагиоклаз серицитизирован.</p>	
4047-1	Южная часть п-ва Моссель, свита Моссельдален	<p>Амфиболит (Hb+Pl+Q+Ttn)</p> <p>Порода отличается гранобластовой структурой, сложена преимущественно плагиоклазом, кварцем и роговой обманкой. В качестве акцессорного минерала в шлифе наблюдается титанит.</p>	
4015-2	Северное побережье п-ова Моссель, окрестности мыса Верлегенхукен свита Флоен	<p>Гранатовый гнейс</p> <p>Порода сложена крупными порфиробластами граната, расположенными в кварц-полевошпатовом матриксе. Фиксируются более поздние, наложенные изменения (Chl+Ser+Czo).</p>	

Продолжение таблицы В.1

4040-1	Юго-западная часть п-ва Моссель, свита Розенфельла	Кальцитовый мрамор Мономинеральная равномернозернистая порода с незначительным (<5%) количеством кварца и талька.	
4019-1	Северное побережье п-ова Моссель, окрестности мыса Верлегенхукен свита Флоен	Метапелитовый сланец (Ms+Grt+Q+Vt±Pl) Порода сложена прослоями кварца, чередующимися с плейчатными агрегатами мусковита и биотита, облекающими крупные порфиробласты граната. Плагиоклаз представлен единичными зернами, подверженными серицитизации.	

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

Данные валового химического анализа изученных пород

Таблица Г.1 – Данные валового химического анализа (мас. %) изученных пород

Компонент	3912-3а	3912-3б	4072	4143-1	3885-1	4032-1
SiO ₂	61.80	58.40	57.10	56.50	61.50	56.50
TiO ₂	1.01	1.40	1.37	1.56	0.91	1.16
Al ₂ O ₃	17.90	16.70	16.10	14.70	19.00	20.90
Fe ₂ O ₃	0.88	2.71	5.16	4.32	1.51	5.34
FeO	6.65	6.32	5.01	7.88	5.24	3.63
MnO	0.30	0.14	0.15	0.29	0.14	0.12
MgO	1.97	3.70	1.92	4.89	2.48	2.33
CaO	1.78	2.32	5.12	4.28	0.87	1.05
Na ₂ O	2.69	0.72	0.64	1.65	1.61	1.74
K ₂ O	3.10	4.76	4.87	3.05	3.96	4.12
P ₂ O ₅	0.07	0.14	0.09	0.22	0.11	0.15
П.п.п.	1.38	2.18	2.13	0.55	2.12	2.44
Сумма	99.53	99.49	99.66	99.89	99.45	99.48

ПРИЛОЖЕНИЕ Д

Представительные составы минералов, использованные для термобарометрических расчетов

Таблица Д.1 – Представительные составы минералов (мас.%), использованные для термобарометрических расчетов
(образцы 3912-3а, 3912-3б, 4072-2)

Серия	Атомфьелла																	
	3912-3а						3912-3б						4072-2					
Образец	3912-3а						3912-3б						4072-2					
Минерал	Grt	Bt	Bt	Pl	Ms	Ms	Grt	Bt	Bt	Pl	Ms	Grt	Grt	Bt	Pl	Pl	Ms	Ms
Анализ	001	068	077	070	066	075	034	069	022	070	075	025	028	006	061	079	062	071
Позиция	к	к	м	м	к	м	к	м	к	м	м	к	к	м	м	м	м	м
SiO ₂	37.48	35.10	35.08	61.64	44.85	46.26	36.78	36.09	33.42	46.48	46.18	36.65	36.82	33.74	46.17	55.88	47.04	48.19
TiO ₂	0.00	1.94	3.01	0.00	0.49	1.10	0.00	2.88	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00	4.24	0.00	0.00	0.00	0.79
Al ₂ O ₃	21.42	19.91	19.24	23.87	35.47	33.91	21.08	16.78	19.06	34.77	35.87	20.79	21.52	16.80	34.18	27.85	35.43	31.60
FeO*	32.17	18.43	18.62	0.19	1.23	1.18	27.05	17.87	23.38	0.00	0.42	29.85	28.25	26.63	0.22	0.00	0.81	2.28
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.03	0.09	0.26	0.00	0.09	0.19	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	4.04	9.58	9.47	0.00	0.78	1.12	2.48	11.95	9.07	0.00	0.56	1.62	1.45	7.16	0.00	0.00	0.00	0.89
CaO	4.51	0.00	0.00	4.33	0.00	0.00	9.69	0.00	0.00	16.47	0.00	9.82	10.96	0.00	16.60	9.86	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.29	0.29	9.09	0.75	0.83	0.00	0.29	0.00	1.99	0.00	0.00	0.00	0.06	2.10	5.72	0.47	0.63
K ₂ O	0.00	9.13	9.41	0.04	10.15	10.08	0.00	9.23	7.80	0.18	10.97	0.00	0.00	9.46	0.10	0.19	11.86	10.74
Сумма	99.62	94.39	95.12	99.17	93.72	94.48	99.11	94.90	93.89	99.89	94.11	98.92	99.16	94.64	99.37	99.50	94.95	95.12

Продолжение таблицы Д.1

Коэффициенты в формулах

Si	2.986	2.679	2.667	2.753	3.035	3.102	2.957	2.740	2.623	2.136	3.096	2.969	2.958	2.678	2.137	2.522	3.136	3.230
Ti	0.000	0.112	0.172	0.000	0.025	0.055	0.000	0.165	0.053	0.000	0.000	0.000	0.000	0.240	0.000	0.000	0.000	0.040
Al	2.012	1.791	1.725	1.257	2.830	2.681	1.998	1.501	1.763	1.883	2.835	1.985	2.038	1.488	1.865	1.482	2.784	2.496
Fe	2.144	1.177	1.184	0.007	0.069	0.066	1.819	1.134	1.535	0.000	0.024	2.023	1.898	1.673	0.000	0.000	0.043	0.128
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.138	0.006	0.017	0.000	0.005	0.013	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.480	1.090	1.074	0.000	0.078	0.112	0.297	1.352	1.061	0.000	0.056	0.196	0.173	0.802	0.000	0.000	0.000	0.089
Ca	0.385	0.000	0.000	0.207	0.000	0.000	0.835	0.000	0.000	0.811	0.000	0.853	0.943	0.000	0.823	0.477	0.000	0.000
Na	0.000	0.043	0.042	0.787	0.098	0.108	0.000	0.000	0.000	0.177	0.000	0.000	0.000	0.009	0.188	0.501	0.058	0.082
K	0.000	0.889	0.913	0.002	0.876	0.863	0.000	0.894	0.881	0.011	0.939	0.000	0.000	0.907	0.006	0.011	0.958	0.918
Сумма	8.008	7.868	7.776	5.014	7.012	6.987	8.044	7.792	7.833	5.017	6.956	8.039	8.023	7.796	5.028	4.993	6.979	6.983

Примечание. Коэффициенты в формулах рассчитаны на базе 12O (гранат), 11O (биотит, мусковит), 8O (плагиоклаз). FeO* – суммарное железо. 0,00 – содержание компонента ниже предела обнаружения. Позиция: м – матрикс, к – край кристалла (гранат), контакт с гранатом (биотит, мусковит).

Таблица Д.2 Представительные составы минералов (мас.%), использованные для термобарометрических расчетов (образцы 4143-1, 3885-1, 4032-1)

Серия	Атомфьелла							Моссель																
Образец	4143-1							3885-1							4032-1									
Минерал	Grt	Grt	Hbl	Hbl	Hbl	Bt	Pl	Grt	Grt	Bt	Bt	Pl	Pl	Ms	Grt	Grt	Grt	Bt	Bt	Bt	Pl	Pl	Ms	Ms
Анализ	001	084	041	101	102	046	016	001	033	063	067	024	050	068	001	010	025	032	034	053	014	037	034	046
Позиция	к	к	м	м	м	м	м	к	к	м	м	к	м	м	к	к	к	к	к	м	к	м	к	м
SiO ₂	36.91	37.38	41.50	40.23	40.61	35.52	57.58	36.64	37.35	35.73	8.5	64.25	64.50	46.85	37.32	36.24	36.52	34.97	36.30	35.86	63.82	63.01	45.41	45.86
TiO ₂	0.00	0.00	0.82	1.15	0.68	2.95	0.00	0.00	0.00	1.47	1.44	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	1.22	1.21	1.58	0.00	0.00	0.37	0.50
Al ₂ O ₃	21.05	20.75	13.67	14.46	13.88	15.83	26.23	21.66	21.24	20.00	19.08	22.50	22.20	34.96	21.47	21.02	21.31	19.24	19.80	18.66	22.95	22.93	36.86	35.87
FeO*	30.27	30.50	16.50	17.10	18.59	19.92	0.00	35.87	35.14	18.18	17.69	0.00	0.00	1.26	34.16	36.01	35.90	21.05	18.79	18.65	0.30	0.00	1.18	1.11
MnO	0.58	0.62	0.18	0.32	0.23	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.10	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.55	4.11	9.50	8.83	7.88	11.47	0.00	3.63	3.49	10.88	11.21	0.00	0.00	1.03	2.16	2.46	2.86	9.88	10.28	10.73	0.00	0.00	0.59	0.74
CaO	6.99	6.16	11.29	11.69	11.87	0.00	8.42	1.66	2.54	0.00	0.00	2.87	3.06	0.00	4.83	3.13	2.59	0.00	0.00	0.00	3.09	2.89	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	1.07	1.10	0.91	0.09	7.18	0.00	0.00	0.00	0.30	9.75	9.86	1.56	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	9.20	9.94	1.78	1.69
K ₂ O	0.00	0.00	0.57	0.83	0.83	8.84	0.19	0.00	0.00	7.76	8.54	0.00	0.10	8.73	0.00	0.00	0.00	8.57	9.25	9.42	0.07	0.11	8.83	8.95
Сумма	99.36	99.52	95.10	95.71	95.46	95.02	99.91	99.45	99.77	94.01	94.23	99.37	99.72	94.69	99.21	98.96	99.24	95.16	95.63	94.90	99.43	98.87	95.01	94.72

Продолжение таблицы Д.2

Коэффициенты в формулах

Si	2.960	2.986	6.249	6.090	6.214	2.734	2.589	2.956	2.997	2.704	2.727	2.843	2.848	3.111	2.993	2.961	2.965	2.675	2.728	2.726	2.825	2.811	3.013	3.052
Ti	0.000	0.000	0.093	0.131	0.078	0.170	0.000	0.000	0.000	0.083	0.082	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.070	0.069	0.090	0.000	0.000	0.018	0.025
Al	1.990	1.954	2.425	2.581	2.503	1.431	1.390	2.060	2.009	1.783	1.705	1.173	1.155	2.737	2.030	2.024	2.039	1.735	1.754	1.673	1.197	1.205	2.883	2.814
Fe	2.030	2.038	2.078	2.164	2.379	1.278	0.011	2.420	2.358	1.150	1.121	0.000	0.000	0.070	2.291	2.460	2.437	1.347	1.181	1.186	0.011	0.000	0.065	0.062
Mn	0.039	0.042	0.023	0.041	0.030	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.007	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.424	0.489	2.132	1.994	1.796	1.311	0.000	0.436	0.417	1.226	1.267	0.000	0.000	0.102	0.258	0.300	0.346	1.126	1.152	1.216	0.000	0.000	0.058	0.073
Ca	0.601	0.527	1.821	1.896	1.946	0.000	0.406	0.143	0.219	0.000	0.000	0.136	0.145	0.000	0.415	0.274	0.225	0.000	0.000	0.000	0.147	0.138	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.314	0.323	0.269	0.013	0.626	0.000	0.000	0.000	0.044	0.836	0.845	0.201	0.000	0.000	0.000	0.034	0.000	0.000	0.789	0.859	0.229	0.218
K	0.000	0.000	0.110	0.161	0.162	0.865	0.011	0.000	0.000	0.749	0.826	0.000	0.006	0.740	0.000	0.000	0.000	0.836	0.887	0.914	0.004	0.006	0.747	0.760
Σ	8.045	8.037	15.245	15.380	15.377	7.819	5.034	8.015	7.999	7.696	7.773	4.989	4.999	6.976	7.992	8.027	8.016	7.823	7.770	7.804	4.973	5.020	7.015	7.004

Примечание. Коэффициенты в формулах рассчитаны на базе 12O (гранат), 11O (биотит, мусковит), 13(C + T) амфибол, 8O (плагиоклаз). FeO* – суммарное железо. 0,00 – содержание компонента ниже предела обнаружения. Позиция: м – матрикс, к – край кристалла (гранат), контакт с гранатом (биотит, мусковит).

ПРИЛОЖЕНИЕ Е

Состав монацита из метапелитовых сланцев серии Атомфьелла

Таблица Е.1 – Состав монацита (мас. %) из метапелитовых сланцев серии Атомфьелла (образец 3912-3а)

Компонент	ан. 2	ан. 3	ан. 4	ан. 5	ан. 11	ан. 16	ан. 22	ан. 26
P ₂ O ₅	30.20	29.54	31.50	29.88	30.19	30.37	30.45	32.83
SiO ₂	1.11	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.88	0.43	0.00	0.98	0.45	0.00	0.00	0.00
La ₂ O ₃	16.15	17.36	18.21	15.37	18.52	17.27	17.40	15.89
Ce ₂ O ₃	33.98	34.66	37.55	33.71	34.95	36.44	34.03	34.79
Nd ₂ O ₃	11.50	13.19	12.74	14.14	13.09	15.92	14.02	12.85
ThO ₂	6.17	3.94	0.00	5.92	2.80	0.00	4.09	3.63
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Коэффициенты в формулах (O=4)

P	0.987	0.979	1.024	0.997	1.002	1.005	1.010	1.050
Si	0.043	0.034	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B	1.030	1.013	1.024	0.997	1.002	1.005	1.010	1.050
Ca	0.036	0.018	0.000	0.041	0.019	0.000	0.000	0.000
La	0.230	0.251	0.258	0.223	0.268	0.249	0.251	0.221
Ce	0.479	0.496	0.527	0.485	0.501	0.520	0.487	0.480
Nd	0.159	0.184	0.175	0.199	0.183	0.222	0.196	0.173
Th	0.054	0.035	0.000	0.053	0.025	0.000	0.036	0.031
A	0.958	0.984	0.960	1.002	0.995	0.992	0.971	0.906
Сумма	1.988	1.997	1.984	1.998	1.997	1.997	1.981	1.956

Примечание. Анализы выполнены с помощью электронного сканирующего микроскопа JSM-6460LV с системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy (Санкт-Петербургский Горный университет, аналитик И.М. Гембицкая). 0.00 – содержание компонента ниже предела обнаружения.

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж

Состав минералов надгруппы эпидота из метапелитовых сланцев серии Атомфьелла

Таблица Ж.1 – Состав минералов надгруппы эпидота (мас. %) из метапелитовых сланцев серии Атомфьелла (образец 3912-3а)

Анализ	ан. 1	ан. 2	ан. 4	ан. 5	ан. 6	ан. 7	ан. 8
Минерал	REE эпидот	REE эпидот	алланит-(Ce)	алланит-(Ce)	алланит-(Ce)	алланит-(Ce)	алланит-(Ce)
SiO ₂	35.77	35.70	34.11	33.12	34.51	34.58	34.20
Al ₂ O ₃	22.68	22.93	22.02	21.08	20.55	21.98	21.20
FeO*	11.27	11.07	10.01	11.33	11.34	10.53	11.42
CaO	14.61	14.96	12.77	12.31	12.64	12.64	11.57
La ₂ O ₃	3.50	3.97	5.13	5.90	4.75	4.98	5.42
Ce ₂ O ₃	7.83	9.63	10.83	11.29	10.17	9.41	10.75
Nd ₂ O ₃	2.60	0.00	3.43	3.31	4.32	4.14	3.72
Сумма	98.26	98.27	98.29	98.35	98.30	98.27	98.28

Коэффициенты в формулах

Si	3.000	3.000	2.991	2.946	3.035	2.994	2.985
Al	0.000	0.000	0.009	0.054	0.000	0.006	0.015
<i>T</i>	3.000	3.000	3.000	3.000	3.035	3.000	3.000
Al	2.242	2.271	2.266	2.157	2.131	2.237	2.166
Fe ³⁺	0.791	0.681	0.482	0.551	0.566	0.669	0.783
Fe ²⁺	0.000	0.097	0.251	0.291	0.268	0.093	0.050
<i>M</i>	3.032	3.049	3.000	3.000	2.965	3.000	3.000
Ca	1.313	1.347	1.200	1.174	1.191	1.172	1.082
La	0.108	0.123	0.166	0.194	0.154	0.159	0.175
Ce	0.240	0.296	0.347	0.367	0.327	0.298	0.343
Nd	0.078	0.000	0.107	0.105	0.136	0.128	0.116
ΣREE	0.426	0.419	0.620	0.666	0.617	0.585	0.634
<i>A</i>	1.765	1.739	1.820	1.840	1.808	1.757	1.716
Сумма	7.771	7.810	7.820	7.840	7.808	7.757	7.716

Примечание. FeO* – суммарное железо. Коэффициенты в формулах алланита нормированы на 6 катионов (*M* + *T*) (Ercit, 2002). Коэффициенты в формулах эпидота нормированы на 8 катионов (*A* + *M* + *T*) с последующей перенормировкой на Si = 3 (Armbruster et al., 2006). Соотношения Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны исходя из условия баланса зарядов (O = 12.5).

ПРИЛОЖЕНИЕ И

Состав минералов надгруппы эпидота из матрикса известковых сланцев серии Атомфьелла

Таблица И.1 – Состав минералов надгруппы эпидота (мас. %) из матрикса известковых сланцев серии Атомфьелла (образец 3912-36)

Анализ	ан. 2	ан. 2а	ан. 3	ан. 4	ан. 6	ан. 7	ан. 7а	ан. 8
Минерал	REE клино- цоизит	алланит- (Ce)	алланит- (Ce)*	алланит- (Ce)	REE клино- цоизит	эпидот*	эпидот*	REE клино- цоизит
SiO ₂	36.41	33.35	32.44	34.41	37.28	39.17	39.26	37.14
Al ₂ O ₃	26.90	22.12	21.25	22.42	26.64	26.37	25.87	26.28
FeO*	6.43	9.52	9.51	9.40	7.21	8.11	8.56	6.67
CaO	19.15	12.49	12.86	14.47	20.43	24.41	24.38	19.03
La ₂ O ₃	2.73	5.76	7.02	5.23	1.60	0.00	0.00	1.90
Ce ₂ O ₃	4.97	11.35	12.26	9.05	4.97	0.00	0.00	4.14
Nd ₂ O ₃	1.59	3.73	3.03	3.32	0.00	0.00	0.00	
Сумма	98.17	98.32	98.37	98.28	98.14	98.07	98.07	98.18

Коэффициенты в формулах

Si	2.972	2.970	2.971	3.006	2.994	3.037	3.048	3.024
Al	0.028	0.030	0.029	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000
T	3.000	3.000	3.000	3.006	3.000	3.037	3.048	3.024
Al	2.561	2.291	2.264	2.308	2.516	2.410	2.368	2.522
Fe ³⁺	0.287	0.326	0.019	0.290	0.395	0.517	0.536	0.306
Fe ²⁺	0.152	0.383	0.709	0.397	0.089	0.009	0.000	0.148
M	3.000	3.000	2.992	2.994	3.000	2.936	2.924	2.976
Ca	1.675	1.191	1.261	1.354	1.758	2.028	2.028	1.660
La	0.082	0.189	0.237	0.168	0.047	0.000	0.000	0.057
Ce	0.148	0.369	0.410	0.289	0.146	0.000	0.000	0.123
Nd	0.046	0.119	0.099	0.104	0.000	0.000	0.000	0.088
ΣREE	0.277	0.677	0.746	0.561	0.193	0.000	0.000	0.268
A	1.952	1.868	2.008	1.915	1.951	2.028	2.028	1.928
Сумма	7.952	7.868	8.000	7.915	7.951	8.000	8.000	7.928

Примечание. Коэффициенты в формулах минералов нормированы на 6 катионов (Ercit. 2002), кроме случаев, отмеченных символом *, где нормировка выполнена на 8 катионов (Armbruster et al.. 2006). Соотношения Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны исходя из условия баланса зарядов (O = 12.5).

Продолжение таблицы И.1

Анализ	ан. 11&	ан. 13&	ан. 1#	ан. 2#	ан. 3#	ан. 4#	ан. 12#	ан. 13#
Минерал	клино-цоизит*	эпидот	клино-цоизит*	клино-цоизит	клино-цоизит	REE клино-цоизит	клино-цоизит	клино-цоизит*
SiO ₂	39.75	38.22	39.20	39.03	39.48	36.52	39.71	39.37
Al ₂ O ₃	29.57	26.98	30.34	30.05	30.20	25.12	29.86	29.25
FeO*	5.45	8.45	4.58	4.01	3.78	8.14	3.88	4.71
CaO	23.28	24.42	23.92	23.83	24.57	17.59	24.59	22.92
La ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.69	0.00	0.00
Ce ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.14	0.00	6.03	0.00	1.82
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.12	0.00	0.00
Сумма	98.05	98.07	98.04	98.06	98.04	98.21	98.04	98.07

Коэффициенты в формулах

Si	3.055	2.975	3.003	3.010	3.028	3.004	3.048	3.057
Al	0.000	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	3.055	3.000	3.003	3.010	3.028	3.004	3.048	3.057
Al	2.679	2.450	2.739	2.732	2.730	2.436	2.702	2.678
Fe ³⁺	0.212	0.503	0.254	0.215	0.177	0.480	0.156	0.156
Fe ²⁺	0.138	0.048	0.039	0.043	0.066	0.080	0.094	0.150
M	3.029	3.000	3.033	2.990	2.972	2.996	2.952	2.984
Ca	1.917	2.037	1.964	1.969	2.019	1.550	2.023	1.907
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.082	0.000	0.000
Ce	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.181	0.000	0.052
Nd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.062	0.000	0.000
ΣREE	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.325	0.000	0.052
A	1.917	2.037	1.964	2.001	2.019	1.875	2.023	1.959
Сумма	8.000	8.037	8.000	8.001	8.019	7.875	8.000	8.000

ПРИЛОЖЕНИЕ К

Состав минералов надгруппы эпидота из включений в гранате известковых сланцев серии Атомфьелла

Таблица К.1 – Состав минералов надгруппы эпидота (мас. %) из включений в гранате известковых сланцев серии Атомфьелла (образец 3912-36)

Анализ	ан. 2	ан. 3	ан. 4	ан. 6	ан. 7	ан. 8	ан. 9	ан. 4#
Минерал	алланит-(Ce)	клиноцоизит	REE клиноцоизит	REE эпидот	клиноцоизит	алланит-(Ce)	алланит-(Ce)	алланит-(Ce)
SiO ₂	33.80	38.67	37.60	35.77	36.13	33.07	33.58	33.70
Al ₂ O ₃	21.10	29.31	27.90	25.37	25.06	21.21	21.15	20.89
FeO*	10.33	5.13	5.99	8.26	7.98	10.44	9.84	10.35
CaO	13.97	24.95	21.86	16.95	18.31	13.92	13.83	14.33
La ₂ O ₃	4.49	0.00	1.26	3.07	2.81	4.84	4.37	6.44
Ce ₂ O ₃	9.36	0.00	2.33	5.69	5.53	11.09	10.45	10.56
Nd ₂ O ₃	5.27	0.00	1.18	3.07	2.37	3.76	5.11	2.06
Сумма	98.32	98.06	98.11	98.19	98.19	98.33	98.33	98.33

Коэффициенты в формулах

Si	3.013	2.993	2.988	2.957	2.997	2.970	3.019	3.019
Al	0.028	0.030	0.012	0.043	0.003	0.030	0.000	0.000
T	3.013	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.019	3.019
Al	2.217	2.668	2.602	2.429	2.446	2.216	2.241	2.205
Fe ³⁺	0.227	0.200	0.274	0.542	0.332	0.200	0.101	0.133
Fe ²⁺	0.543	0.132	0.124	0.029	0.222	0.585	0.639	0.642
M	2.987	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	2.981	2.981
Ca	1.334	2.069	1.861	1.501	1.627	1.340	1.332	1.375
La	0.148	0.000	0.037	0.094	0.086	0.160	0.145	0.213
Ce	0.305	0.000	0.068	0.172	0.168	0.364	0.343	0.346
Nd	0.168	0.000	0.033	0.091	0.046	0.120	0.164	0.066
ΣREE	0.620	0.000	0.138	0.357	0.070	0.645	0.652	0.624
A	1.955	2.069	1.999	1.858	1.951	1.985	1.984	2.000
Сумма	7.955	8.069	7.999	7.858	7.951	7.985	7.984	8.000

Примечание. Коэффициенты в формулах минералов нормированы на 6 катионов (Ercit. 2002), кроме случаев, отмеченных символом *, где нормировка выполнена на 8 катионов (Armbruster et al.. 2006). Соотношения Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны исходя из условия баланса зарядов (O = 12.5).

Продолжение таблицы К.1

Анализ	ан. 5#	ан. 6#	ан. 5&	ан. 6&	ан. 7&	ан. 9&	ан. 1@	ан. 2@
Минерал	REE клино- цоизит	клино- цоизит	REE клино- цоизит	REE клино- цоизит	алланит- (Ce)	клино- цоизит	алланит- (Ce)	клино- цоизит*
SiO ₂	38.13	38.32	36.50	36.59	33.51	37.93	34.61	38.83
Al ₂ O ₃	27.38	28.61	24.63	25.05	21.03	28.24	21.56	28.34
FeO*	7.16	6.25	8.10	7.05	10.38	6.82	9.97	6.61
CaO	22.23	24.90	19.21	19.44	13.21	23.34	13.61	22.09
La ₂ O ₃	0.00	0.00	2.91	3.29	5.95	0.00	7.34	0.00
Ce ₂ O ₃	3.20	0.00	4.55	4.44	11.23	1.76	8.79	2.22
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	2.29	2.34	3.02	0.00	2.42	0.00
Сумма	98.09	98.07	98.19	98.20	98.33	98.08	98.29	98.08

Коэффициенты в формулах

Si	2.995	2.976	3.029	3.049	3.002	2.959	3.037	3.038
Al	0.005	0.024	0.000	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000
T	3.000	3.000	3.029	3.049	3.002	3.000	3.037	3.038
Al	2.530	2.594	2.409	2.460	2.221	2.555	2.231	2.614
Fe ³⁺	0.459	0.286	0.233	0.054	0.259	0.436	0.348	0.247
Fe ²⁺	0.012	0.120	0.329	0.438	0.519	0.008	0.384	0.186
M	3.000	3.000	2.971	2.951	2.998	3.000	2.963	3.046
Ca	1.871	2.072	1.708	1.736	1.267	1.950	1.280	1.852
La	0.000	0.000	0.089	0.101	0.197	0.000	0.238	0.000
Ce	0.092	0.000	0.138	0.135	0.368	0.050	0.282	0.063
Nd	0.000	0.000	0.068	0.070	0.097	0.000	0.076	0.000
ΣREE	0.092	0.000	0.295	0.306	0.661	0.050	0.595	0.063
A	1.963	2.072	2.003	2.042	1.928	2.000	1.876	1.916
Сумма	7.963	8.072	8.003	8.042	7.928	8.000	7.876	8.000

Продолжение таблицы К.1

Анализ	ан. 5@	ан. 6@	ан. 4§	ан. 5§	ан. 6§	ан. 9§
Минерал	клино- цоизит*	клино- цоизит*	REE клино- цоизит	REE клино- цоизит	алланит- (Ce)	клино- цоизит*
SiO ₂	38.81	38.83	36.57	35.56	35.05	39.37
Al ₂ O ₃	29.15	28.34	23.11	22.18	21.74	29.36
FeO*	6.32	6.61	9.72	10.22	9.86	5.34
CaO	23.77	22.09	17.26	16.03	15.21	23.98
La ₂ O ₃	0.00	0.00	3.59	4.00	4.73	0.00
Ce ₂ O ₃	0.00	2.22	7.94	6.64	8.36	0.00
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	3.63	3.33	0.00
Сумма	98.05	98.08	98.20	98.24	98.28	98.05

Коэффициенты в формулах

Si	2.987	3.038	3.050	3.037	3.051	3.024
Al	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>T</i>	3.000	3.038	3.050	3.037	3.051	3.024
Al	2.632	2.614	2.272	2.233	2.231	2.658
Fe ³⁺	0.380	0.247	0.484	0.427	0.265	0.293
Fe ²⁺	0.027	0.186	0.194	0.303	0.453	0.050
<i>M</i>	3.040	3.046	2.950	2.963	2.949	3.002
Ca	1.960	1.852	1.543	1.467	1.418	1.974
La	0.000	0.000	0.111	0.126	0.152	0.000
Ce	0.000	0.063	0.242	0.207	0.266	0.000
Nd	0.000	0.000	0.000	0.111	0.104	0.000
ΣREE	0.000	0.063	0.353	0.444	0.522	0.000
<i>A</i>	1.960	1.916	1.896	1.911	1.940	1.974
Сумма	8.000	8.000	7.896	7.911	7.940	8.000

ПРИЛОЖЕНИЕ Л

Состав титанита из известковых сланцев серии Атомфьелла

Таблица Л.1 – Состав титанита (мас. %) из известковых сланцев серии Атомфьелла (образец 3912-36)

Анализ	ан. 1	ан. 2	ан. 16t	ан. 19t	ан. 20t	ан. 1#	ан. 3#	ан. 4#	ан. 10#
SiO ₂	30.75	31.35	31.11	31.56	31.52	31.49	31.89	30.83	32.18
TiO ₂	38.91	36.29	38.13	36.55	37.16	33.46	33.59	36.64	37.08
Al ₂ O ₃	1.96	3.04	2.61	3.04	3.28	6.08	5.67	3.16	2.11
CaO	28.38	29.32	28.15	28.86	28.04	28.97	28.85	29.37	28.63
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Коэффициенты в формулах (Si + A + B = 3)									
Si	0.995	1.004	1.003	1.002	1.013	0.996	1.010	0.988	1.035
Ti	0.947	0.874	0.925	0.881	0.898	0.796	0.800	0.883	0.897
Al	0.075	0.115	0.099	0.115	0.124	0.227	0.212	0.119	0.080
B	1.021	0.989	1.024	0.996	1.022	1.022	1.011	1.003	0.977
Ca	0.984	1.006	0.973	0.992	0.965	0.982	0.979	1.009	0.987
A	0.984	1.006	0.973	0.992	0.965	0.982	0.979	1.009	0.987
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
ОН	0.042	0.128	0.045	0.098	0.055	0.190	0.169	0.137	0.137

Примечание. Коэффициент гидроксильной группы в формуле титанита $AB[SiO_4](O,OH)$ рассчитан с помощью уравнения $OH = 10 - (\text{сумма зарядов катионов})$.

ПРИЛОЖЕНИЕ М

Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав метапелитов

Таблица М.1 – Rb-Sr изотопный состав метапелитов

Порода, минерал	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Серия Атомфьелла, обр. 3912-3а					
WR	118.6	138.5	2.4824	0.742642	0.000014
Биотит	543.5	10.18	169.58	1.712403	0.000018
Мусковит	321.7	98.71	9.4942	0.788685	0.000012
Плагиоклаз	2.417	628.0	0.01115	0.732537	0.000007
Серия Моссель, обр. 3885-1					
WR	153.6	149.5	2.9825	0.757858	0.000014
Мусковит	179.2	267.5	1.9441	0.751856	0.000010
Биотит	610.3	9.836	201.54	1.971193	0.000083

Примечание. WR – порода в целом.

Таблица М.2 – Sm-Nd изотопный состав метапелитов

Порода, минерал	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
Серия Атомфьелла, обр. 3912-3а					
WR	5.209	23.14	0.1361	0.512017	0.000007
Гранат*	2.710	0.508	3.231	0.520802	0.000016
Плагиоклаз	0.330	1.430	0.1396	0.512112	0.000015
Серия Моссель, обр. 3885-1					
WR	8.825	46.64	0.1144	0.511813	0.000006
Гранат*	1.045	0.967	0.6532	0.513297	0.000012

Примечание. WR – порода в целом; * – мономинеральная фракция граната, обработанная серной кислотой.

ПРИЛОЖЕНИЕ Н

Состав и возраст монацита из метапелитового сланца серии Атомфьелла

Таблица Н.1 – Состав (мас. %) и возраст монацита из метапелитового сланца серии Атомфьелла (образец 3912-3а)

№ зерна	3912-3а_2	3912-3а_3	3912-3а_4	3912-3а_5	3912-3а_9а	3912-3а_8	3912-3а_8а	3912-3а_9b	3912-3а_10	3912-3а_10а
Ce ₂ O ₃	29.42	29.85	29.97	28.56	28.13	29.77	29.85	29.54	28.90	28.80
P ₂ O ₅	28.42	28.59	28.76	29.33	28.70	28.75	29.04	28.89	28.98	28.92
FeO	0.16	0.17	0.30	1.00	0.19	0.28	0.28	0.21	0.16	0.21
PbO	0.066	0.059	0.059	0.076	0.144	0.079	0.065	0.096	0.085	0.091
La ₂ O ₃	14.68	14.91	15.19	13.45	13.87	14.78	14.86	15.19	13.97	14.27
Y ₂ O ₃	0.55	0.52	0.54	1.87	0.14	0.46	0.48	0.35	1.01	0.84
MnO	0.02	0.03	0.06	0.03	0.04	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02
ThO ₂	3.52	2.94	2.31	1.43	6.06	2.99	3.00	4.01	3.36	3.71
SiO ₂	0.47	0.38	0.32	0.08	0.34	0.23	0.24	0.22	0.16	0.22
Sm ₂ O ₃	2.35	2.31	2.38	2.78	2.25	2.32	2.29	1.95	2.38	2.31
UO ₂	0.340	0.337	0.368	0.985	1.011	0.575	0.472	0.621	0.602	0.628
Nd ₂ O ₃	13.76	13.67	13.60	13.02	12.84	13.37	13.40	12.47	13.22	12.96
CaO	0.47	0.39	0.38	0.67	1.26	0.62	0.60	0.87	0.76	0.82
Pr ₂ O ₃	3.52	3.57	3.54	3.49	3.49	3.51	3.59	3.39	3.47	3.42
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Сумма	97.74	97.74	97.81	96.78	98.46	97.75	98.21	97.82	97.09	97.23
ThO ₂ *	4.633	4.043	3.515	4.655	9.370	4.872	4.545	6.043	5.331	5.766
Возраст, млн лет	337	345	396	385	363	383	338	375	376	373

Продолжение таблицы Н.1

№ зерна	3912-3a_10b	3912-3a_10c	3912-3a_14	3912-3a_14a	3912-3a_14b	3912-3a_17	3912-3a_17a	3912-3a_21	3912-3a_21a	3912-3a_22
Ce ₂ O ₃	28.85	29.12	29.21	28.17	28.43	28.15	29.01	29.12	29.71	27.90
P ₂ O ₅	28.98	29.24	28.65	28.41	28.20	28.00	28.02	28.20	28.93	27.57
FeO	0.16	0.15	0.15	0.14	0.08	0.12	0.13	0.06	0.05	0.30
PbO	0.092	0.089	0.089	0.128	0.109	0.115	0.094	0.102	0.089	0.113
La ₂ O ₃	14.19	15.40	15.38	14.60	14.53	14.75	15.22	14.69	15.73	13.90
Y ₂ O ₃	0.92	0.74	0.48	0.56	0.52	0.54	0.47	0.46	0.38	0.83
MnO	0.03	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04
ThO ₂	3.65	3.57	3.84	5.32	4.72	5.02	4.21	4.42	3.96	6.13
SiO ₂	0.19	0.20	0.23	0.31	0.30	0.28	0.24	0.28	0.25	0.69
Sm ₂ O ₃	2.36	2.10	2.05	2.10	2.24	2.15	2.04	2.12	1.92	2.26
UO ₂	0.628	0.622	0.604	0.869	0.656	0.776	0.596	0.594	0.615	0.453
Nd ₂ O ₃	12.93	12.36	12.73	12.49	13.04	12.50	12.47	12.62	12.16	12.72
CaO	0.81	0.85	0.80	1.10	0.94	1.07	0.91	0.89	0.81	0.81
Pr ₂ O ₃	3.45	3.40	3.39	3.26	3.38	3.28	3.30	3.38	3.29	3.33
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00
Сумма	97.24	97.84	97.60	97.48	97.15	96.77	96.71	97.03	97.98	97.03
ThO ₂ *	5.706	5.606	5.817	8.165	6.868	7.560	6.161	6.365	5.973	7.613
Возраст, млн лет	380	375	361	370	375	359	360	378	352	351

Продолжение таблицы Н.1

№ зерна	3912-3a_22a	3912-3a_23	3912-3a_23a	3912-3a_25	3912-3a_25a	3912-3a_25b	3912-3a_27	3912-3a_27a	3912-3a_28	3912-3a_28a
Ce ₂ O ₃	27.86	28.31	28.34	28.42	28.61	28.63	29.79	30.15	29.35	29.65
P ₂ O ₅	28.00	27.70	28.20	28.21	28.24	28.19	28.40	28.50	27.67	28.01
FeO	0.25	0.29	0.35	0.03	0.05	0.06	0.00	0.03	0.11	0.08
PbO	0.123	0.131	0.123	0.143	0.135	0.138	0.065	0.052	0.093	0.090
La ₂ O ₃	13.76	14.98	14.91	18.15	18.31	18.25	14.56	14.90	14.59	14.89
Y ₂ O ₃	0.85	0.67	0.65	0.11	0.12	0.11	0.39	0.31	0.45	0.45
MnO	0.03	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.05	0.03
ThO ₂	5.94	4.27	4.46	7.43	6.99	6.91	2.74	2.67	3.84	3.28
SiO ₂	0.66	0.22	0.23	0.47	0.42	0.41	0.26	0.31	0.53	0.46
Sm ₂ O ₃	2.33	2.10	2.08	1.14	1.15	1.20	2.43	2.26	2.24	2.24
UO ₂	0.557	1.072	1.044	0.481	0.511	0.524	0.418	0.313	0.639	0.588
Nd ₂ O ₃	12.84	12.07	12.21	9.47	9.50	9.49	14.05	14.20	13.54	13.59
CaO	0.83	1.06	1.06	1.63	1.53	1.48	0.50	0.43	0.50	0.47
Pr ₂ O ₃	3.37	3.23	3.35	2.84	2.81	2.84	3.66	3.64	3.57	3.52
SO ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
Сумма	97.41	96.09	97.04	98.54	98.38	98.25	97.30	97.80	97.17	97.37
ThO ₂ *	7.763	7.779	7.878	9.305	8.663	8.625	4.108	3.695	5.932	5.205
Возраст, млн лет	374	397	369	363	368	378	373	333	370	407

Продолжение таблицы Н.1

№ зерна	3912-3a_29	3912-3a_32a	3912-3a_32	3912-3a_32b	3912-3a_34	3912-3a_35	3912-3a_34b
Сe ₂ O ₃	29.09	28.44	28.52	28.87	27.57	27.05	27.75
P ₂ O ₅	28.21	28.35	28.13	28.12	28.34	28.24	28.43
FeO	0.09	0.04	0.05	0.03	0.34	0.09	0.29
PbO	0.092	0.117	0.111	0.099	0.099	0.131	0.085
La ₂ O ₃	14.63	13.69	13.96	13.99	12.96	13.21	13.13
Y ₂ O ₃	0.67	0.53	0.56	0.59	1.60	1.31	1.70
MnO	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04
ThO ₂	3.63	4.48	4.52	3.78	3.19	5.54	2.49
SiO ₂	0.19	0.33	0.35	0.29	0.15	0.23	0.11
Sm ₂ O ₃	2.28	2.44	2.36	2.41	2.70	2.31	2.78
UO ₂	0.708	0.832	0.807	0.714	0.952	0.834	0.915
Nd ₂ O ₃	12.72	13.52	13.22	13.50	12.91	12.43	13.00
CaO	0.83	0.88	0.91	0.78	0.84	1.25	0.72
Pr ₂ O ₃	3.43	3.48	3.40	3.54	3.43	3.29	3.39
SO ₃	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
K ₂ O	0.07	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	96.65	97.17	96.93	96.74	95.10	95.92	94.85
ThO ₂ *	5.948	7.204	7.162	6.117	6.307	8.270	5.485
Возраст, млн лет	365	383	366	382	371	374	366

Примечание. Анализы выполнены с помощью электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8200 с 5-ю волновыми спектрометрами (аналитик С.Е. Борисовский). ThO₂* – сумма концентрации ThO₂ и концентрации UO₂, пересчитанной на эквивалентное содержание ThO₂ (Kato et al., 1999).

ПРИЛОЖЕНИЕ П

Состав и возраст монацита из метапелитового сланца серии Моссель

Таблица П.1 – Состав (мас. %) и возраст монацита из метапелитового сланца серии Моссель (образец 3885-1)

№ зерна	3885-1_1	3885-1_2	3885-1_3	3885-1_4	3885-1_5	3885-1_6	3885-1_7	3885-1_8	3885-1_9	3885-1_16
Сe ₂ O ₃	28.004	28.143	29.859	30.183	29.306	28.346	28.961	29.054	29.963	28.972
P ₂ O ₅	29.701	29.439	29.706	29.682	29.548	29.193	29.462	29.255	29.694	29.678
FeO	0.144	0.147	0.023	0.031	0.124	0.178	0.024	0.045	0.081	0.435
PbO	0.102	0.119	0.076	0.066	0.084	0.120	0.118	0.094	0.083	0.103
La ₂ O ₃	13.763	13.917	15.053	15.861	14.771	14.172	14.222	14.744	15.731	14.439
Y ₂ O ₃	1.602	0.904	1.030	0.483	1.082	0.859	0.888	1.143	0.351	0.489
MnO	0.030	0.028	0.069	0.039	0.033	0.028	0.035	0.046	0.040	0.034
ThO ₂	4.169	5.195	2.511	1.747	2.781	5.191	4.367	3.650	2.312	4.123
SiO ₂	0.174	0.260	0.135	0.101	0.099	0.269	0.236	0.158	0.157	0.217
Sm ₂ O ₃	2.233	2.086	1.996	2.217	2.053	2.010	2.123	1.980	2.132	2.174
UO ₂	0.705	0.639	0.618	0.725	0.760	0.660	0.651	0.668	0.765	0.680
Nd ₂ O ₃	12.546	12.110	12.714	13.120	12.345	12.144	12.561	12.298	12.851	12.680
CaO	0.936	1.180	0.640	0.502	0.787	1.145	0.992	0.882	0.618	0.957
Pr ₂ O ₃	3.357	3.341	3.469	3.480	3.430	3.265	3.369	3.377	3.486	3.454
SO ₃	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.007	0.009	0.000
K ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.013	0.038	0.029	0.000	0.005	0.041	0.052
Сумма	97.466	97.508	97.899	98.261	97.241	97.609	98.009	97.406	98.314	98.487
ThO ₂ *	6.478	7.292	4.533	4.123	5.268	7.350	6.510	5.836	4.814	6.346
Возраст, млн лет	372	385	395	378	376	385	429	380	406	383

Продолжение таблицы П.1

№ зерна	3885-1_18	3885-1_19	3885-1_21	3885-1_22	3885-1_23	3885-1_26	3885-1_27	3885-1_29	3885-1_31	3885-1_32	3885-1_33
Сe ₂ O ₃	28.116	27.769	29.516	29.899	29.106	28.559	29.190	28.833	29.207	29.036	28.634
P ₂ O ₅	29.340	29.284	29.281	29.254	29.429	29.650	29.629	29.513	29.220	29.175	29.498
FeO	0.131	0.042	0.252	0.248	0.197	0.196	0.281	0.092	0.055	0.062	0.113
PbO	0.102	0.095	0.088	0.078	0.069	0.088	0.090	0.095	0.089	0.104	0.094
La ₂ O ₃	14.069	13.744	14.740	15.146	14.501	14.307	14.611	14.317	14.911	14.972	14.631
Y ₂ O ₃	1.470	1.724	0.334	0.391	1.375	1.679	1.150	1.277	0.898	0.590	1.702
MnO	0.005	0.020	0.021	0.025	0.025	0.028	0.037	0.011	0.038	0.021	0.017
ThO ₂	4.085	4.141	3.039	2.691	2.481	3.171	3.078	3.536	3.139	3.825	3.696
SiO ₂	0.204	0.204	0.182	0.129	0.097	0.155	0.161	0.183	0.182	0.253	0.185
Sm ₂ O ₃	2.147	2.151	2.225	2.222	2.334	2.103	2.116	2.119	2.142	2.076	1.922
UO ₂	0.648	0.581	0.731	0.721	0.512	0.707	0.781	0.802	0.691	0.795	0.628
Nd ₂ O ₃	12.254	12.459	13.208	13.163	12.945	12.369	12.564	12.597	12.743	12.680	11.865
CaO	0.966	0.953	0.764	0.721	0.629	0.815	0.784	0.869	0.771	0.859	0.897
Pr ₂ O ₃	3.369	3.294	3.424	3.522	3.409	3.428	3.406	3.377	3.443	3.372	3.264
SO ₃	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.002	0.007	0.001
K ₂ O	0.040	0.064	0.010	0.028	0.014	0.032	0.038	0.040	0.028	0.000	0.032
Сумма	96.946	96.527	97.820	98.238	97.123	97.295	97.916	97.661	97.559	97.827	97.179
ThO ₂ *	6.211	6.042	5.433	5.050	4.156	5.484	5.636	6.165	5.402	6.432	5.756
Возраст, млн лет	387	371	382	365	392	379	377	364	389	381	385

Примечание. Анализы выполнены с помощью электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8200 с 5-ю волновыми спектрометрами (аналитик С.Е. Борисовский). ThO₂* – сумма концентрации ThO₂ и концентрации UO₂, пересчитанной на эквивалентное содержание ThO₂ (Kato et al., 1999).