

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

На правах рукописи

Салимгараева Ляйсан Ильшатовна



ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОМ
МЕТАМОРФИЗМЕ (НА ПРИМЕРЕ ЭКЛОГИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО
БЕЛОМОРЬЯ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ НОРВЕГИИ)

Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков полезных
ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, доцент
Скублов С.Г.

Санкт-Петербург – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ	7
1.1 Роль геохимических исследований в изучении истории Земли	7
1.2 Проблема мобильности элементов в ходе метаморфизма	8
1.3 Выводы по главе 1	9
ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ	10
2.1 Беломорский подвижный пояс.....	11
2.2 Каледониды Норвегии	19
2.3 Выводы по главе 2.....	33
ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	34
3.1 Методы исследования состава пород.....	34
3.2 Методы исследования состава минералов.....	35
3.3 Изотопно-геохимические методы.....	36
3.4 Выводы по главе 3.....	38
ГЛАВА 4 ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ПОРОД.....	39
4.1 Петрографическая характеристика исследуемых пород.....	39
4.2 Характеристика химического состава пород.....	47
4.3 Выводы по главе 4.....	57
ГЛАВА 5 ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ	59
5.1 Беломорский подвижный пояс.....	59
5.2 Западный гнейсовый регион	67
5.3 Берген Аркс.....	73
5.4 Выводы по главе 5.....	93
ГЛАВА 6 ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ	94
6.1 Изотопно-геохимическая характеристика циркона из гранулитов комплекса Берген Аркс	95
6.2 Исследование Sm-Nd системы в породах комплекса Берген Аркс.....	102
6.3 Изотопно-геохимическая характеристика циркона из жилы пегматитов, секущих будину эклогитов на острове Столбиха, Гридино.....	103
6.4 Выводы по главе 6.....	110
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	111
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	112
ПРИЛОЖЕНИЕ А Описание образцов.....	131
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Результаты анализов химического состава пород	136
ПРИЛОЖЕНИЕ В Результаты изотопно-геохимического исследования циркона.....	146
ПРИЛОЖЕНИЕ Г Акт внедрения	151

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

В последнее время в метаморфической петрологии большое внимание уделяется вопросам подвижности редких элементов в ходе регионального метаморфизма (Scambelluri, Philippot, 2001; Vebout, 2007; Zack, John, 2007; Hermann et al., 2013). Проблемы мобильности редких элементов имеют важное значение для геохронологии и реконструкции геодинамических обстановок образования эклогитов.

Диссертационное исследование направлено на выявление характера перераспределения главных, редких и редкоземельных (REE) элементов на породном и минеральном уровнях и поведения изотопных систем (U-Pb, Sm-Nd и кислород) в меняющихся условиях высокоградиентных режимов метаморфизма.

Актуальность исследования заключается в установлении эволюции состава сосуществующих пород и минералов из высокоградиентных метаморфических комплексов на основе комплексного подхода с использованием петрологических и минералого-геохимических (в т.ч. изотопно-геохимических) методов.

Степень разработанности темы исследования

Наиболее полную историю метаморфических преобразований возможно реконструировать, только связывая геохронологические данные с параметрами метаморфизма и сохранностью изотопных систем в породах и минералах (Vance et al., 2003; Kylander-Clark et al., 2013; Engi et al., 2017; Bosse, Villa, 2019). Важными вопросами являются подвижность редкоземельных и редких элементов и степень закрытости метаморфических систем (Baхter, Scherer, 2013; Ague, 2017). Решение этих задач полностью отвечает новому научному направлению – петрохронологии, связывающему возраст (продолжительность) геологических процессов с физико-химическими условиями их протекания (Engi et al., 2017).

Цель работы заключается в выявлении закономерностей поведения редких элементов на породном и минеральном уровнях при образовании эклогитов и их последующих изменениях (на примере проявлений эклогитов Беломорского подвижного пояса, Западного гнейсового региона и комплекса Берген Аркс).

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

1. Оценка степени изменения первичного химического состава пород при преобразовании эклогитов в амфиболиты и гранулитов в эклогиты.
2. Характеристика перераспределения редких и редкоземельных элементов между сосуществующими минералами (гранатами, пироксенами и амфиболами) в процессах эклогитизации гранулитов и амфиболизации эклогитов.

3. Локальное датирование циркона из главных разновидностей пород комплекса Берген Аркс U-Pb методом, сопровождаемое изучением изотопного состава кислорода, а также исследование распределения редких и редкоземельных элементов в цирконе.

4. Оценка устойчивости изотопных систем (U-Pb и изотопная система кислорода) при высокобарическом метаморфизме.

Научная новизна работы:

1. Для опорных участков эклогитов установлены тенденции изменения редкоэлементного состава пород при полиметаморфизме. Преобразование эклогитов в амфиболиты Западного гнейсового региона происходит с привнесом Rb и выносом LREE, а процессы амфиболитизации эклогитов Керетского архипелага и эклогитизации гранулитов комплекса Берген Аркс в основном суббизохимичны.

Выявлены закономерности изменения состава породообразующих минералов в отношении редких и редкоземельных элементов при преобразовании эклогитов в амфиболиты и гранулитов в эклогиты (при эклогитизации гранулитов гранаты обогащаются HREE; при амфиболитизации эклогитов гранаты обедняются HREE, Ti и Y, пироксены обогащаются REE, при этом амфиболы наследуют характер распределения REE в пироксенах).

2. Проведена сравнительная оценка устойчивости изотопных систем (U-Pb и кислород) при высокоградиентном метаморфизме.

Теоретическая и практическая значимость работы:

Проведенное исследование вносит вклад в развитие нового научного направления – петрохронологии, сопоставляющего геохронологические данные, в данном случае, с условиями метаморфизма, а также способствует решению проблем эволюции метаморфических комплексов Фенноскандинавского щита. Полученные результаты комплексного изотопно-геохимического исследования высокометаморфизованных пород Фенноскандинавского щита были использованы при написании отчета по НИР ИГГД РАН «Разработка новых подходов к изотопному датированию и изучение особенностей распределения редких элементов в минералах-геохронометрах для целей совершенствования геохронологической школы декабря», № FMNU-2019-0002, что отображено в акте внедрения от 12 мая 2022.

Результаты и научные выводы диссертации могут быть использованы при проведении геолого-съёмочных работ по изучению метаморфических комплексов, а также в учебных курсах «Общая геохимия», «Изотопная геохимия» и «Петрология».

Методология и методы исследования. Методологической основой исследования является научный подход с комплексированием современных изотопно-геохимических и минералого-геохимических методов. В диссертации были использованы образцы пород, собранные автором в составе коллектива ИГГД РАН в ходе полевых работ в 2018-2019 гг.

Дополнительно в работе использовались образцы, отобранные на островах Керетского архипелага в ходе полевых работ 2011–2017 гг. сотрудниками ИГГД РАН под руководством С.Г. Скублова. Изученная коллекция состоит из 65 образцов, отобранных из всех разновидностей пород на опорных обнажениях (как правило, из будин эклогитов), где наблюдаются однозначно интерпретируемые переходы одной породы в другую. Химический состав петрогенных (главных) элементов в породах определен методом XRF на спектрометре ARL-9800, содержание редких и редкоземельных элементов в породе проанализировано методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартным методикам (ВСЕГЕИ). Состав минералов исследован в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (~1500 точек) и микрозонде (JEOL JXA-8230), оснащенном 4 волновыми детекторами (~200 точек). Картирование гранатов по главным элементам выполнено в ИГМ СО РАН на микрозонде JEOL JXA-8230. Анализ минералов (циркона, гранатов, пироксенов и амфиболов) на содержание редких и редкоземельных элементов (300 анализов) выполнен методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (Ярославский филиал ФТИАН РАН). Локальное датирование циркона U-Pb методом выполнено на ионном микрозонде Cameca IMS-1280-HR, изотопный состав кислорода в цирконе определен на ионном микрозонде Cameca IMS-1280 в Институте геологии и геофизики Китайской Академии наук (IGG CAS, 38 точек). Датирование пород и минералов Sm-Nd методом (4 образца) выполнено методом ID-TIMS в ИГГД РАН.

На защиту выносятся следующие положения:

1. Образование эклогитов и их последующие изменения происходят с разной степенью нарушения первичного химического состава пород по редким элементам: преобразование эклогитов в амфиболиты Западного гнейсового региона сопровождается привнесением Rb и выносом LREE, процессы амфиболитизации эклогитов Керетского архипелага и эклогитизации гранулитов комплекса Берген Аркс в основном субзихимичны.

2. В процессах эклогитизации гранулитов и амфиболитизации эклогитов редкие и редкоземельные элементы активно перераспределяются между сосуществующими минералами (при эклогитизации гранулитов гранаты обогащаются HREE; при амфиболитизации эклогитов гранаты обедняются HREE, Ti и Y, пироксены обогащаются REE, при этом амфиболы наследуют характер распределения REE в пироксенах).

3. При наложенном на гранулиты комплекса Берген Аркс высокобарическом метаморфизме происходит изменение редкоэлементного состава краевых зон циркона с приобретением ими типичных эклогитовых геохимических характеристик (пониженное содержание REE с субгоризонтальным спектром в области HREE) при сохранности U-Pb и O изотопных систем.

Степень достоверности результатов исследования обусловлена представительностью каменного материала и использованием аналитических данных, полученных в аккредитованных лабораториях.

Апробация результатов. Основные положения и результаты работы докладывались на следующих семинарах и конференциях: Молодежная научно-практическая конференция XVI конференция студенческого научного общества «Современные исследования в геологии» (Санкт-Петербург, 2018), XVI Ферсмановская научная сессия ГИ КНЦ РАН (Апатиты, 2019), VI конференция «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (Иркутск, 2019), Российско-Германский сырьевой форум (Санкт-Петербург, 2019), "Минералогические музеи 2019 – Минералогия вчера, сегодня, завтра" (Санкт-Петербург, 2019), X Всероссийская молодежная научная конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования» (Екатеринбург, 2019), XIX Международный семинар «Геология, геоэкология, эволюционная география» (Санкт-Петербург, 2020), Geological International Student Summit (Санкт-Петербург, 2021), XXIX Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2021), XX Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2021), Конференция MinGeoIntegration – XXI (Киев, 2021).

Личный вклад автора заключается в постановке цели и задач диссертационного исследования, в анализе научной литературы по теме работ, участии в полевых работах и отборе образцов, получении и обработке аналитических данных, интерпретации результатов.

Публикации по работе. Результаты диссертационной работы в достаточной степени освещены в 17 печатных работах, в то числе в 2 статьях – в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus.

Структура работы. Диссертация состоит из оглавления, введения, 6 глав с выводами по каждой из них, заключения, список литературы включает 246 наименований, три приложения. Диссертация изложена на 151 странице, содержит 62 рисунка и 19 таблиц.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность своему научному руководителю д.г.-м.н., доценту С.Г. Скублову за всестороннюю поддержку. Автор благодарит А.В. Березина (ИГГД РАН) за помощь в процессе работы и обсуждение результатов.

За проведение аналитических работ автор признателен О.Л. Галанкиной, Е.С. Богомолу (ИГГД РАН), С.Г. Симакину, Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН РАН), Д.И. Резвухину (ИГМ СО РАН), Ч.-Л. Ли, С.-Х. Ли, А.Е. Мельнику, Х.-Х. Линг и Г. Тангу (IGG CAS). Исследование было поддержано грантом РФФИ (проект № 20-35-90001).

ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1 Роль геохимических исследований в изучении истории Земли

Одно из главных достижений геологической науки XX века – разработка теории тектоники плит, способной объяснить механизмы формирования и движения континентов, образования крупных месторождений полезных ископаемых (Goldfarb et al., 2010), и, возможно, даже то, почему именно на Земле зародилась жизнь (Russell et al., 2010; Turner et al., 2014). Когда возникла тектоника плит и как она развивалась во времени – два самых фундаментальных и сложных вопроса в современной геологии (Cawood et al., 2018; Korenaga, 2018; Stern, 2018; Brown, Johnson, 2019a; Hawkesworth et al., 2020; Zheng, Zhao, 2020 и др.).

В 1970-хх гг. связь между тектоникой плит и метаморфическими процессами стала широко обсуждаться в научной среде (Ernst, 1971; Ernst, 1973; Miyashiro, 1972; Miyashiro, 1973; Oxburgh, Turcotte, 1971 и др.) в связи с концепцией А. Мияширо (Miyashiro, 1961) о парных метаморфических поясах, помещенной в контекст тектоники плит (Brown, Johnson, 2019b). Метаморфические породы маркируют время и условия процессов погружения и нагрева, эксгумации и охлаждения, отражая геодинамические обстановки, в которых они были сформированы, а также накладывают ограничения на такие петрофизические характеристики, как геотермальный градиент и тепловой поток, режимы тектонических напряжений, наличие или отсутствие флюидов и т.д. (Palin, 2022). Так, изучение метаморфических пород разного возраста дает фундаментальное представление о процессах формирования и эволюции континентальной коры.

Вслед за развитием теории тектоники плит в 1980-е гг. на стыке геодинамики и геохимии появилось новое направление – «химическая геодинамика» («chemical geodynamics»), названная так К. Аллегре (Allègre, 1982). Первые работы по этой теме были посвящены в основном мантийным процессам (Allègre, 1982; Zindler, Hart, 1986), с упором на развитие представлений о дифференциации мантийного вещества, однако впоследствии стало появляться всё больше и больше работ, посвященных разным блокам земной коры. Например, в (Bebout, 2007, 2013) рассмотрен массоперенос для метаморфических пород океанических зон субдукции, при этом упор делается на взаимодействие погружающейся плиты с мантией и изменениях химического и изотопного составов субдуцированных пород. В (Zack, John, 2007) приведён обзор, посвященный флюидному контролю скоростей реакций и перераспределения как главных, так и редких элементов в ходе метаморфизма погружающейся плиты в зонах субдукции.

Интересующие нас зоны палеосубдукции, к которым относятся объекты настоящего исследования, с геохимической точки зрения наиболее полно рассмотрены в работах (Zheng, 2009, 2012; Zheng et al., 2011; Zheng, Hermann, 2014). Акцент в этих работах делается на следующих проблемах: время и длительность высокобарического метаморфизма,

происхождение и роль метаморфического флюида/расплава, мобильность элементов и изотопов в ходе высокобарического метаморфизма, происхождение протолита и корово-мантийное взаимодействие.

1.2 Проблема мобильности элементов в ходе метаморфизма

Вопросами мобильности элементов в зонах субдукции занимался целый ряд исследователей (например, Scambelluri, Philippot, 2001; Bebout, 2007; Zack, John, 2007; Hermann et al., 2013), что привело к возникновению двух противоположных концепций о подвижности элементов в ходе эклогитового метаморфизма: одна группа исследователей указывает на значительное удаление транспортируемых водным флюидом элементов, таких как LILE и/или LREE из metabазитов (например, Arculus et al., 1999; Becker et al., 2000; Scambelluri et al., 2001; John et al., 2004; Bebout, 2007), тогда как другие исследования свидетельствуют о незначительной потере редких элементов (например, Philippot et al., 1998; Busigny et al., 2003; Chalot-Prat, Ganne, Lombard, 2003; Spandler et al., 2003; Volkova et al., 2004; Miller et al., 2007; Deschamps et al., 2011).

Ключевым фактором в решении этих вопросов является то, каким образом редкие элементы высвобождаются из субдуцирующих пород коры во время метаморфической дегидратации. Эти процессы во многом зависят от степени дегидратации, механизма переноса флюидов, зависящего в свою очередь от геотермического градиента и особенностей протолита, в ходе проградного НР метаморфизма (Zheng, 2012). Возможно, в холодных зонах субдукции субдуцирующая кора не высвобождает значительное количество водных флюидов до тех пор, пока на мантийном уровне не произойдет существенная реакция дегидратации, например, разрушение антигорита (Ulmer, Trommsdorff, 1995; Schmidt, Poli, 1998; Scambelluri et al., 2001). Таким образом, метаморфизованные породы ведут себя как относительно закрытые системы во время метаморфизма эклогитовой фации (Spandler et al., 2004). С другой стороны, вероятно, в горячих зонах субдукции водные флюиды подвержены высвобождению на меньших глубинах, при этом осуществляется значительный перенос водорастворимых элементов. В некоторых случаях может происходить локальное частичное плавление, вызванное дегидратацией, даже с возможным образованием надкритических флюидов в УНР условиях (Mibe et al., 2011; Zheng et al., 2011), обладающих высокой способностью растворять и переносить как водорастворимые, так и нерастворимые элементы (Kessel et al., 2005; Hermann et al., 2006; Zheng et al., 2011).

Приведённый в (Zheng, 2012) синтез данных по нескольким наиболее известным зонам субдукции (включая Западный гнейсовый регион, о котором в том числе пойдёт речь в настоящей работе) дал автору основание предположить, что основные факторы, определяющие

в этих зонах геохимические особенности пород и мобильность элементов в ходе эклогитового метаморфизма являются:

- 1) Неоднородность протолита по химическому составу;
- 2) Характер процессов дегидратации и частичного плавления HP/UHP пород;
- 3) Характеристики метаморфического флюида, мигрирующего как «объёмно», так и по локальным тектоническим разрывам;
- 4) Степень взаимодействия субдуцирующей коры и мантии.

1.3 Выводы по главе 1

В последнее время в метаморфической петрологии значительное внимание уделяется проблеме мобильности редких элементов в ходе регионального метаморфизма, в первую очередь HFSE и в их составе REE. В настоящее время существуют свидетельства как в пользу весьма ограниченной мобильности этих элементов, так и в пользу их активного переноса в ходе метаморфических процессов. Изучение поведения этих элементов является одним из важнейших ключей к разгадке истории развития полиметаморфических комплексов, а именно к расшифровке условий, времени и длительности метаморфических процессов.

ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фенноскандинавский щит является классической областью распространения комплексов пород раннего докембрия и в то же время самым крупным выходом фундамента Восточно-Европейской платформы. Исследованные объекты находятся на северо-востоке Фенноскандинавского щита в пределах Беломорского подвижного пояса и в его складчатом обрамлении на юго-западе в пределах Каледонского орогена (Рисунок 2.1). Рассмотрим геологическую характеристику каждой из исследованных областей с детальным описанием опорных обнажений.

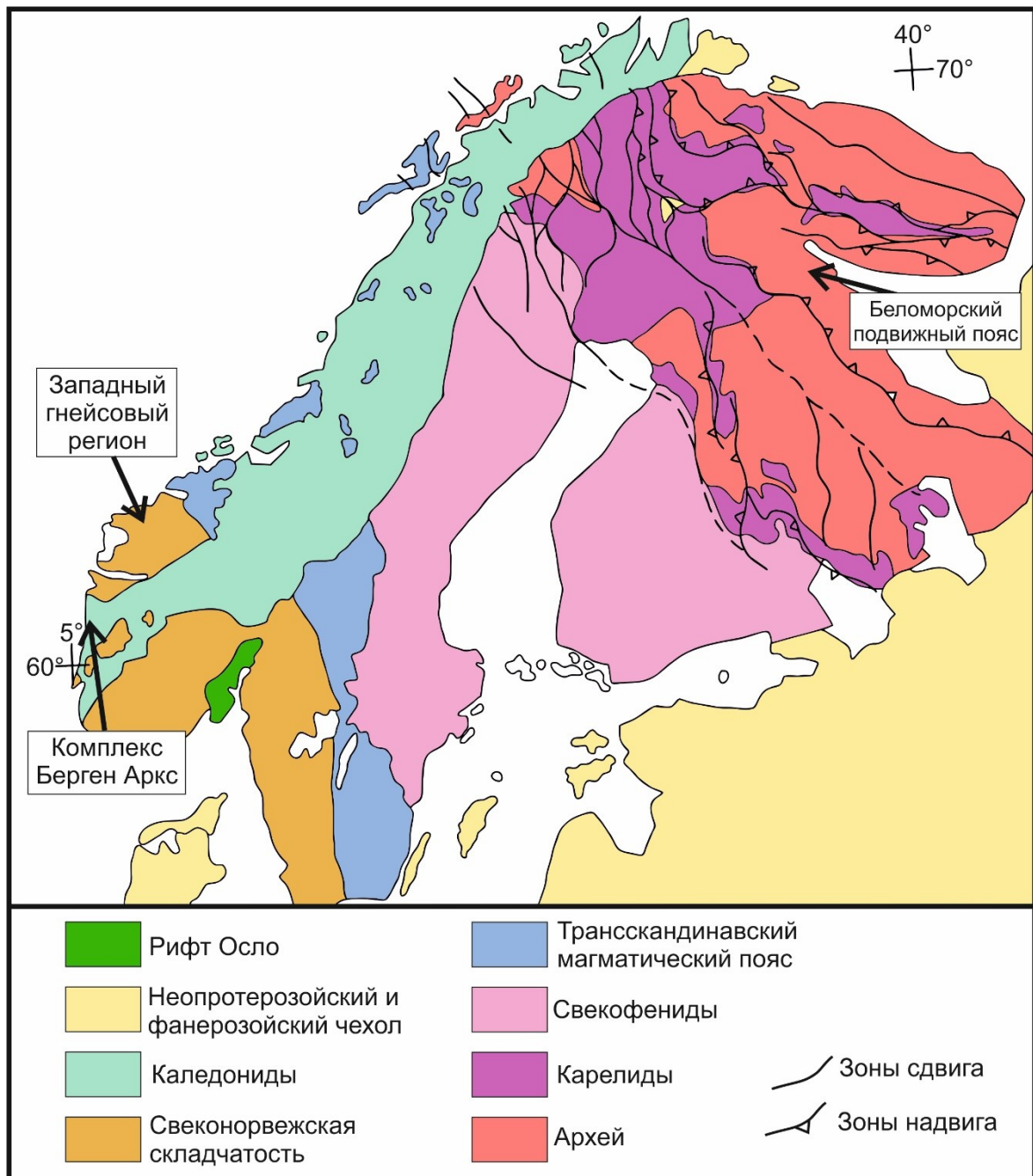


Рисунок 2.1 – Положение объектов исследования в пределах Фенноскандинавского щита и его складчатого обрамления по (Bergh et al., 2014).

2.1 Беломорский подвижный пояс

Беломорский подвижный пояс (Рисунок 2.2) – линейная структура полициклического развития, вытянутая в направлении с северо-запада на юго-восток и сформированная между Карельским и Кольским кратонами восточной части Фенноскандинавского щита (Глебовицкий, 2005; Слабунов, 2008). Ранние представления о геологии и эволюции пояса сложились в тридцатые годы XX века благодаря исследованиям В.М. Тимофеева, Н.Г. Судовикова, А.А. Полканова, П.К. Григорьева, П.А. Борисова и др. (Глебовицкий, 2005).

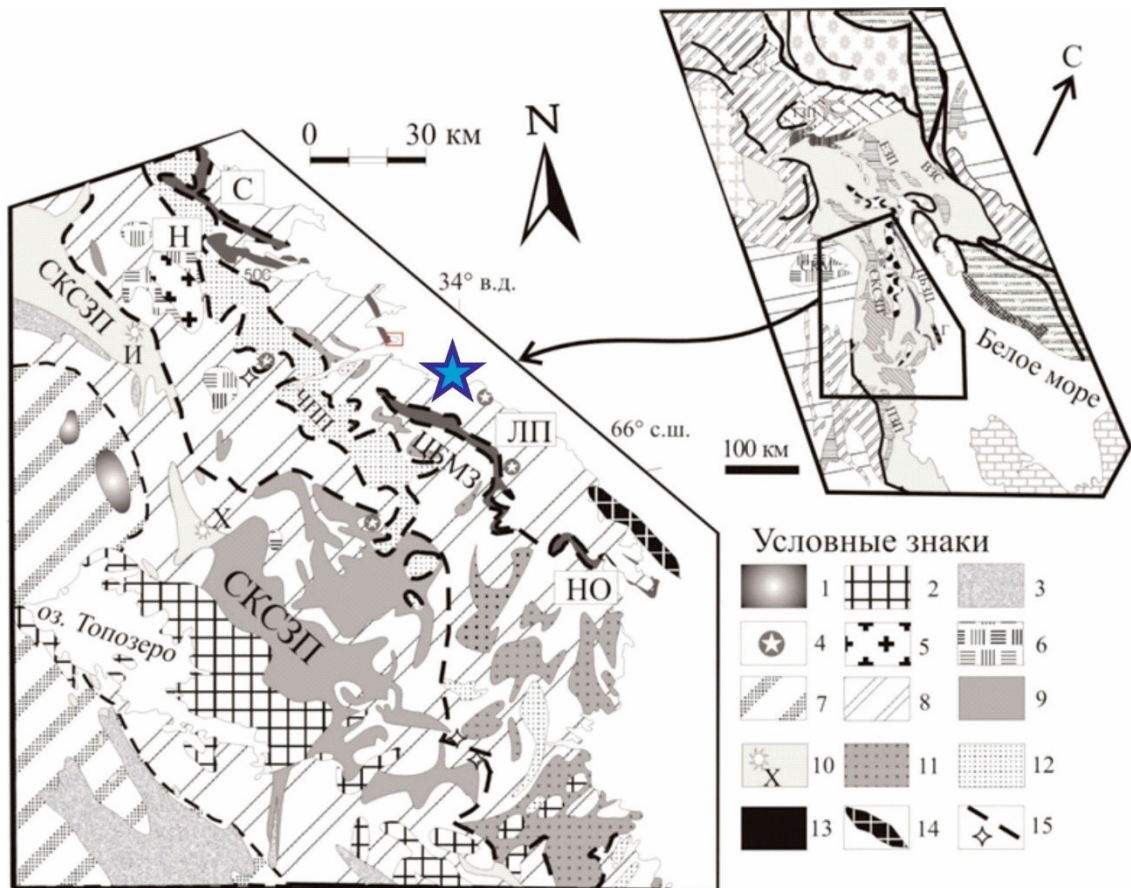


Рисунок 2.2 – Схема геологического строения Северной Карелии и расположение Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (Слабунов, 2008). Звездочкой показано положение Керетского архипелага.

1 – Ельтьозерский ультрамафит-габбро-щелочной комплекс; 2 – интрузивные чарнокиты топорозерского типа; 3 – палеопротерозойские осадочные и вулканогенные образования; 4 – массивы комплекса габбро-анортозитов; 5 – чарнокиты пажминского типа; 6 – интрузивные эндербиты; 7 – гранитоиды ТТГ ассоциации КК, 8 – гранитоиды ТТГ ассоциации БПП; 9–10 – мезо- и неoarхейские зеленокаменные комплексы: 9 – керетьозерский, 10 – хизоваарский.

Звездочкой показано расположение структур: X – Хизоваарской, И – Ириногорской; 11 – амфиболиты БПП (нерасчлененные), 12 – метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса (ЧПП), 13 – метабазит-гипербазитовый комплекс ЦБЗП: его структуры обозначены буквами: С – Серяжская, Н – Нигрозерская, ЛП – Лоухско-Пиземская, НО – Нижемско-Оленьеостровская; 14 – Гридинский неoarхейский эклогитсодержащий комплекс; 15 – поверхности сместителей предполагаемых покровов. Ромбовидный значок – фрагменты зон неoarхейского меланжа.

Беломорский подвижный пояс (БПП) слагают мезо- и неогархейские глубокометаморфизованные метаосадки, метавулканиды и плутонические породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (Бибикова и др., 2004; Слабунов, 2008; Щербак и др., 2010). По данным сейсмического профилирования и геологического картирования границы Беломорского подвижного пояса с Кольским и Карельским кратами являются полого падающими на северо-восток надвигами, что в структурном плане отображается в виде последовательного перекрытия Кольской провинцией пород Беломорского подвижного пояса, а ими в свою очередь – пород Карельского крата (Слабунов, 2008). Структурные исследования предшественников (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 1997; Миллер, Милькевич, 1995) указывают на то, что Беломорский подвижный пояс является коллизионной зоной между Карельским кратом и Кольской провинцией.

В Беломорском подвижном поясе эклогиты и эклогитоподобные породы распространены довольно широко. Они обнаруживаются в разных частях Беломорского подвижного пояса: в районе с. Гридино (Володичев и др., 2004) на побережье Белого моря; так называемые эклогиты Салмы (Konilov et al., 2004; Щипанский и др., 2005; Щипанский и др., 2012 а, б) в северо-западной части Беломорского подвижного пояса. Кроме того эклогиты были обнаружены и в других районах Беломорского подвижного пояса: на побережье Красной губы (Козловский, Аранович, 2008, 2010; Скублов и др., 2013), на островах Керетского архипелага (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014), на островах Кемлудского архипелага (Козловский и др., 2015) Белого моря.

Общепринятой модели докембрийской эволюции Кола-Карельского региона и, как следствие, Беломорского подвижного пояса на данный момент нет. Ключевым вопросом в исследовании данного региона становится возраст эклогитов – возможного маркера субдукционно-коллизионных геодинамических обстановок. Рассмотрим наиболее две наиболее известные концепции.

Одной из активно развиваемых (Mints et al., 2014, 2015; Mints, Dokukina, 2020) концепций является модель формирования архейских эклогитов БПП в ходе становления субдукционно-коллизионного орогена. При этом авторами предполагается формирование эклогитов Салмы (север БПП) за счет эклогитизации полого субдуцирующей океанической коры под континент Кола, а эклогитов Гридино (северо-запад БПП) за счет эклогитизации мезоархейских даек, образовавшихся под воздействием субдуцированной зоны спрединга на кольскую континентальную кору (Dokukina, Konilov, 2011; Dokukina et al., 2014).

В другой модели (Слабунов и др., 2021 и ссылки в работе) выделяется три основных тектонических эпизода: 1) архейский (2.90-2.66 Ga), разделяющийся в свою очередь на 3 субдукционно-аккреционных цикла и завершающую коллизионную стадию, связанный с

формированием Беломорского коллизионного орогена; 2) раннепалеопротерозойский (~2.5—2.4 Ga), связанный с суперплюмовым событием; 3) позднепалеопротерозойский (2.00—1.85 Ga), обусловленный вовлечением коры в процессы формирования Лапландско-Кольского коллизионного орогена. Образование эклогитов в этой модели (преимущественно районов Салма, Гридино и карьера Куру-Ваара) авторы связывают с архейскими и позднепалеопротерозойским этапами.

Существование архейских эклогитов в БПП неоднократно ставилось под сомнение, а работы упомянутых выше авторов критиковались за недостаточно достоверные геохронологические данные. При помощи комплекса изотопно-геохимических методов коллективом авторов под руководством С.Г. Скублова было показано, что протолитом для эклогитов БПП являются как архейские будинированные мафитовые породы, так и палеопротерозойские мафитовые дайки, а возраст эклогитового метаморфизма для тех и других тел примерно один и тот же – около 1.9 Ga (Скублов и др., 2010, 2012, 2016; Скублов и др., 2011; Березин и др., 2012, 2013; Хервартц и др., 2012; Мельник и др., 2013; Мельник, 2015; Imaiya et al., 2017; Li et al., 2017; Yu et al., 2017; Melnik et al., 2021; Yu et al., 2019; Скублов и др., 2021, 2022; Skublov et al., 2022).

В данной работе речь идёт об эклогитах, обнаруженных не так давно на островах Керетского архипелага (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014; Скублов и др., 2016; Березин и др., 2020), а также об эклогитах района Гридино. Рассмотрим подробнее геологическую характеристику островов Виченная Луда и Сидоров и района Гридино.

2.1.1. Остров Виченная Луда

Геологическое строение острова Виченная Луда (Рисунок 2.3) определяется сильно дислоцированной толщей гнейсов, осложненной мелкими лежачими складками, с залегающими согласно гнейсам телами метаморфизованных пород основного состава.

Тела основных пород представлены тремя морфологическими типами: будинированными, пластовыми телами и дайками (редко). Тела наиболее распространенного типа – будинированные тела – достигают размера 300 x 150 м и сконцентрированы в основном в северной части острова. Пластовые тела сложены амфиболитами и их мощность не превышает 5 м. Дайки основных пород наиболее редки и однозначно установлены только в восточной части острова (Рисунок 2.4а).

Поскольку эклогитовые ассоциации устанавливаются преимущественно в будинах, рассмотрим подробнее этот тип тел. Непосредственно эклогитовые ассоциации наблюдаются в будинах небольшого диаметра (до 30-50 м) (Рисунок 2.4б). Будины конформно облекаются гнейсами и на контакте с ними имеют кайму амфиболитизации переменной мощности, как

правило, пропорционально размеру будин (от первых десятков см до 1–2 м). Контакты с вмещающими гнейсами устанавливаются трех типов: пегматоидные (с обособлением Qz-Fsp-Pl материала; Рисунок 2.4с), сорванные и рассланцованные.

В пределах будин наблюдаются зоны порфиробластических гранатовых амфиболитов. В центральных частях будин такие обособления имеют шпироподобный или сложноскладчатый облик (Рисунок 2.4с), а по мере приближения к контакту с гнейсами приобретают линейный облик с увеличением содержания амфибола.

Вмещающие породы представлены гнейсами с явно линейной мигматизацией с обособлением Qz-Pl-Fsp материала, вплоть до пегматоидных разностей (Березин и др., 2020).

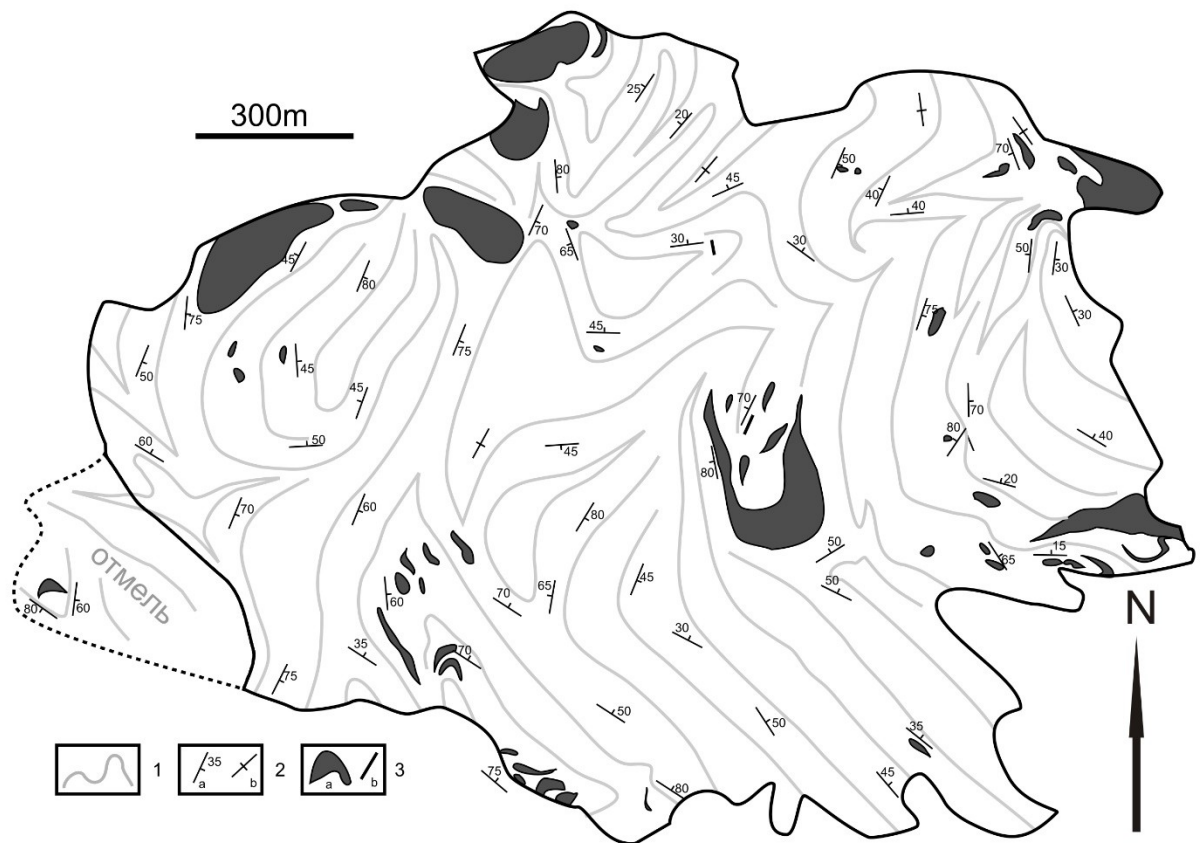


Рисунок 2.3 – Схема геологического строения острова Виченная Луда: 1 – гнейсы с ориентировкой линейности по Vt; 2 – элементы залегания (разрезаны): а – наклонные, б – вертикальные; 3 – тела основных пород: а – будины, б – дайки. Составлена по полевым съемочным материалам 2016 г. А.В. Березиным (Березин и др., 2020).

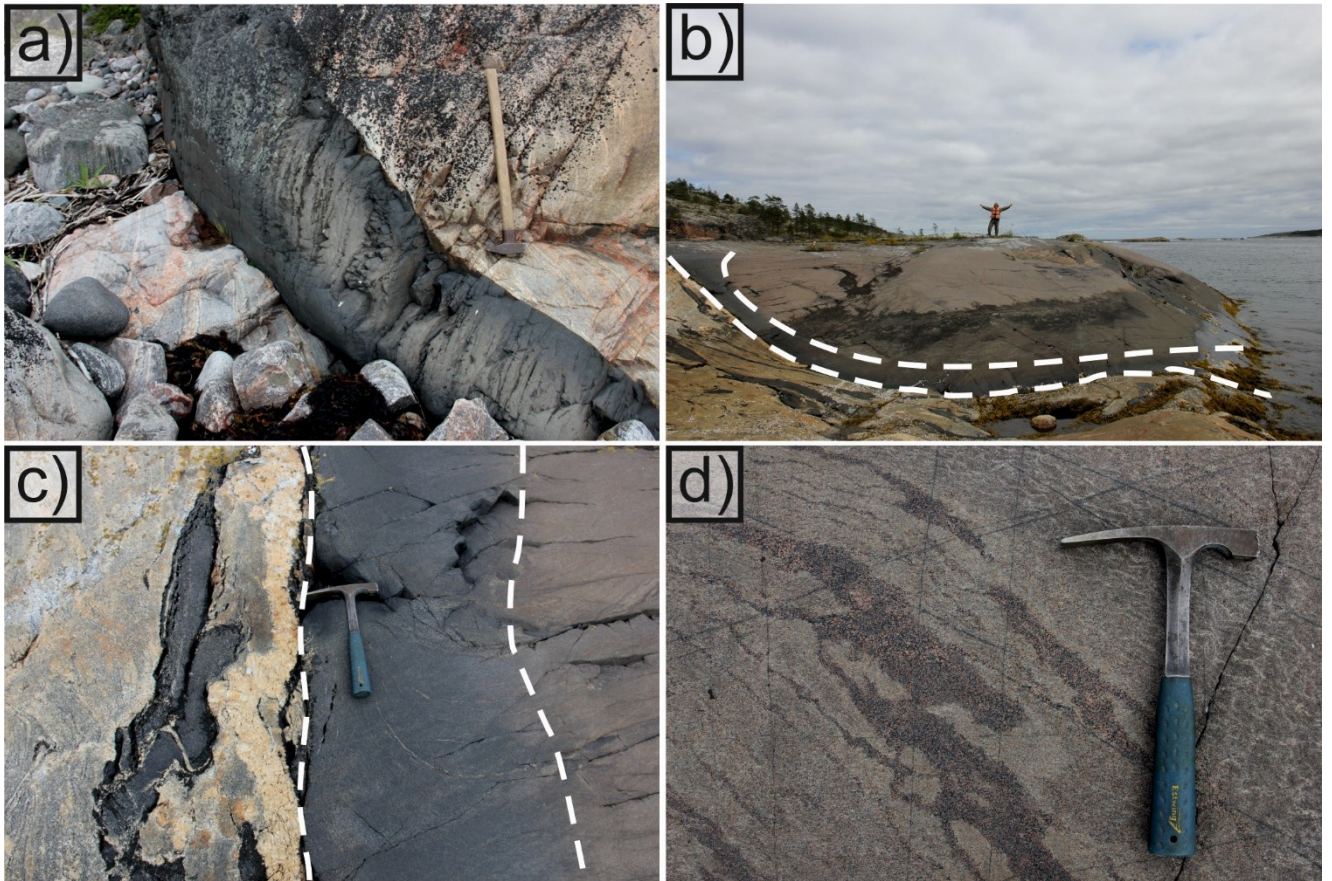


Рисунок 2.4 – Фото обнажений острова Виченная Луда: а) дайка основного состава; б) будина эклогитов (белым пунктиром выделена кайма амфиболизации); в) пегматоидный контакт будины с вмещающими гнейсами; д) выделения гранатовых амфиболитов в центральной части будины метабазитов.

2.1.2. Остров Сидоров

Геологическая характеристика о-ва Сидоров наиболее полно приведена в (Березин, Скублов, 2014). Данными исследований предшественников подтверждается, что Grt-Cpx эклогитоподобные породы являются полностью или частично метаморфизованными габброидами. Вмещающие их породы представлены гнейсами, часто мигматизированными, и относимые преимущественно к керетской толще БПП. Общий структурный рисунок определяется пологим характером залегания пород (50° – 70° под углом 25°), осложненных ортогональной системой поздних субвертикальных разломов (Рисунок 2.5).

По структурному положению и морфологии тел метабазиты о-ва Сидоров можно отнести, по (Степанов, 1981), к комплексам трех типов: габбро-анортозитам (изометричные тела), амфиболитам (пластовые тела) и габбро-норитам. В наибольшей степени эклогитизированы будинированные изометричные тела габбро-анортозитов (Рисунок 2.6). По результатам полевых наблюдений предшественников было установлено, что будинажу чаще

поддаются тела метагабброидов изометричной формы и реже – пластовой, а протяженные дайки деформированы в незначительной степени. Межбудинное пространство, как правило, выполнено материалом кварц-полевошпатового состава, с частичной импрегнацией в метагаббро. Контакты с вмещающими гнейсами нередко пегматоидные (рисунки 2.7а, b).

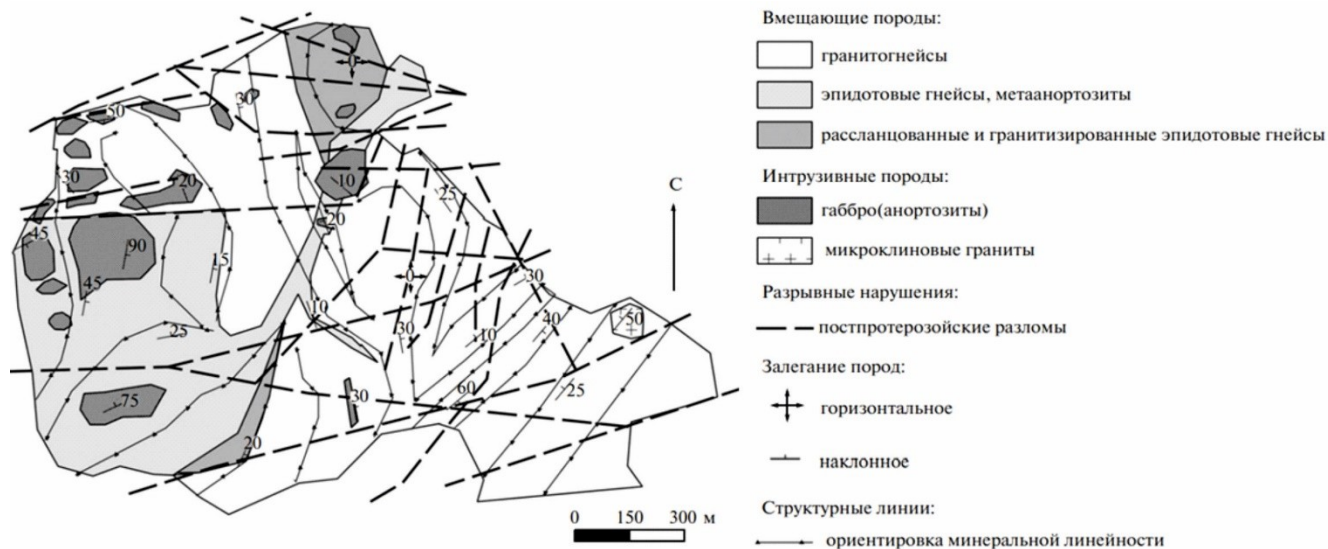


Рисунок 2.5 – Схема геологического строения северной части острова Сидоров (Березин, Скублов, 2014).



Рисунок 2.6 – Фото будин на острове Сидоров.

Эклогитизация проявляется вдоль линейных полос в зонах деформаций или захватывает весь объем породы. Часто будины метагаббро разбиты трещинами, по которым развиваются жилы и линзы кварц-карбонат-плагиоклазового материала (Рисунок 2.7с). На контакте жил с метагаббро обычно наличие каймы амфиболизации (Рисунок 2.7d). Обнаруживающиеся иногда на выклинивающихся участках эклогитоподобных жил карбонат-скаполитовые агрегаты позволяет однозначно их интерпретировать как гидротермально-метасоматические образования ретроградного этапа. В большинстве случаев эклогитизация проявлялась в породах, находящихся в пластичных условиях. Максимальное количество эклогитизированных

будирированных тел метабазитов установлено в нижнем структурном этапе о-ва Сидоров (Березин, Скублов, 2014).

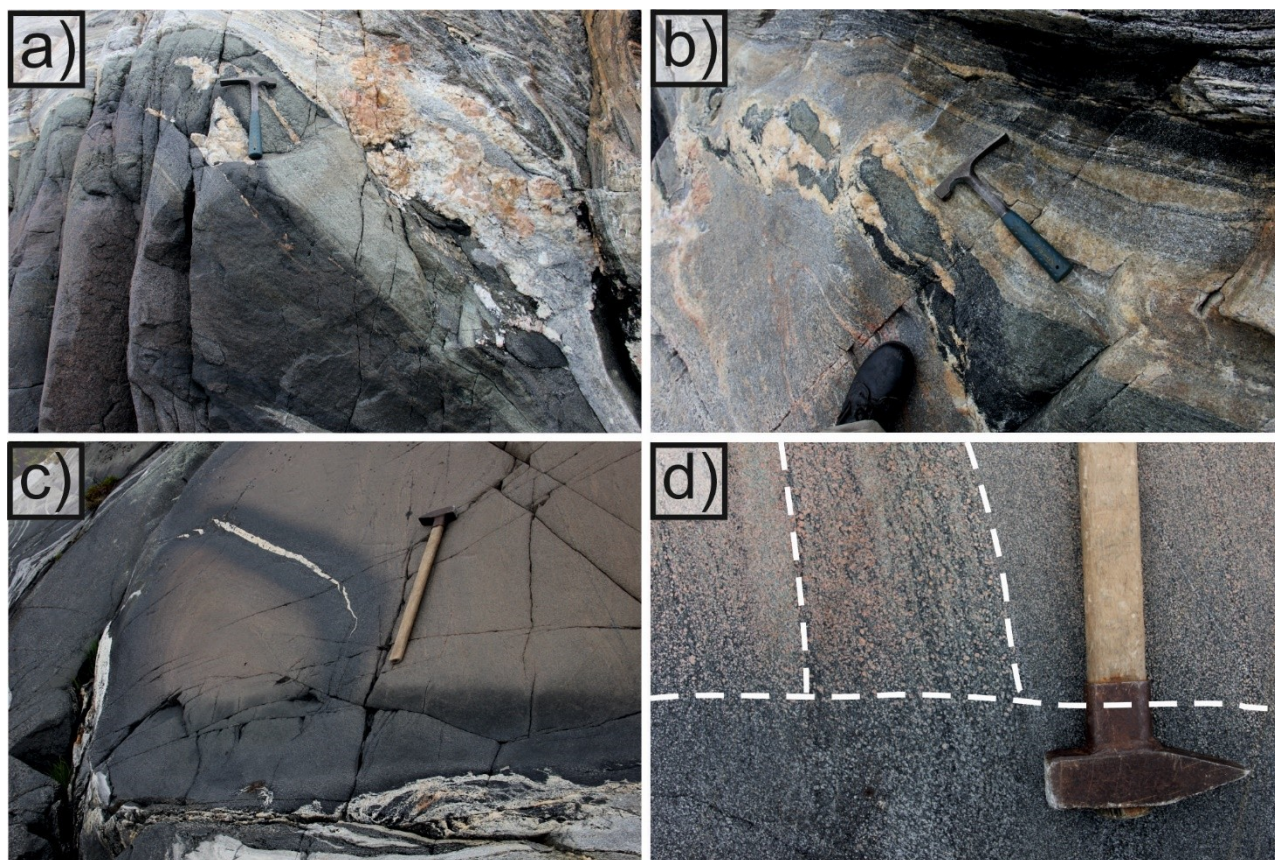


Рисунок 2.7 – Фото обнажений будин эклогитов острова Сидоров: а) пегматоидные выделения на контакте будины с вмещающими породами; б) выклинивание линзы эклогитов; в) кварц-карбонатная жила состава, сопровождающаяся зоной амфиболизации; д) кайма амфиболизации, секущая зону гранатовых амфиболитов.

2.1.3. Район Гридино

Село Гридино расположено на Карельском берегу Белого моря в центральной части Беломорского подвижного пояса. Район сложен в основном гнейсами различного состава. Наиболее древние образования района – гранатовые амфиболиты и метаультрабазиты – представлены телами размером от первых см до 4-5 м и более в поперечнике, часто сгруппированными в гнейсах. Гнейсы рассечены дайками метабазитов и метаультрабазитов нескольких возрастных генераций.

Рассматриваемый объект находится примерно в 10 км к юго-востоку от села Гридино, на острове Столбиха (Skublov et al., 2020). Здесь среди тел метабазитов присутствуют эклогитизированные разности. Пегматитовая жила, из которой был отобран образец 101d, сечет будину эклогитов на юго-восточном берегу острова (Рисунок 2.8). Контакты будины с гнейсами

мигматизированные, с незначительным проникновением вещества гнейсов в будину. Эта приконтактовая зона, не превышающая 30-40 см по мощности, интенсивно амфиболизирована.

Общий структурный рисунок метагабброидов внутри тела будины определяется отлогими складками, в которые смята полосчатость, обусловленная неравномерным распределением плагиоклаза и амфибола в породах. Эклогиты со слабо проявленной минеральной линейностью, но без полосчатости, слагают северо-восточную часть будины. Переход между названными разностями постепенный.

Секущая будину эклогитов пегматитовая жила имеет субширотное простирание с субвертикальным падением и характеризуется выдержанной мощностью 20-30 см. Азимут падения жилы часто меняет направление падения на противоположное. Характер контактов жилы с эклогитами секущий, срезающий минеральную полосчатость будины. Зональность жилы простая, с призальбандовыми частями сложенными калишпатом и кварцевым ядром, составляющим примерно около трети от мощности.

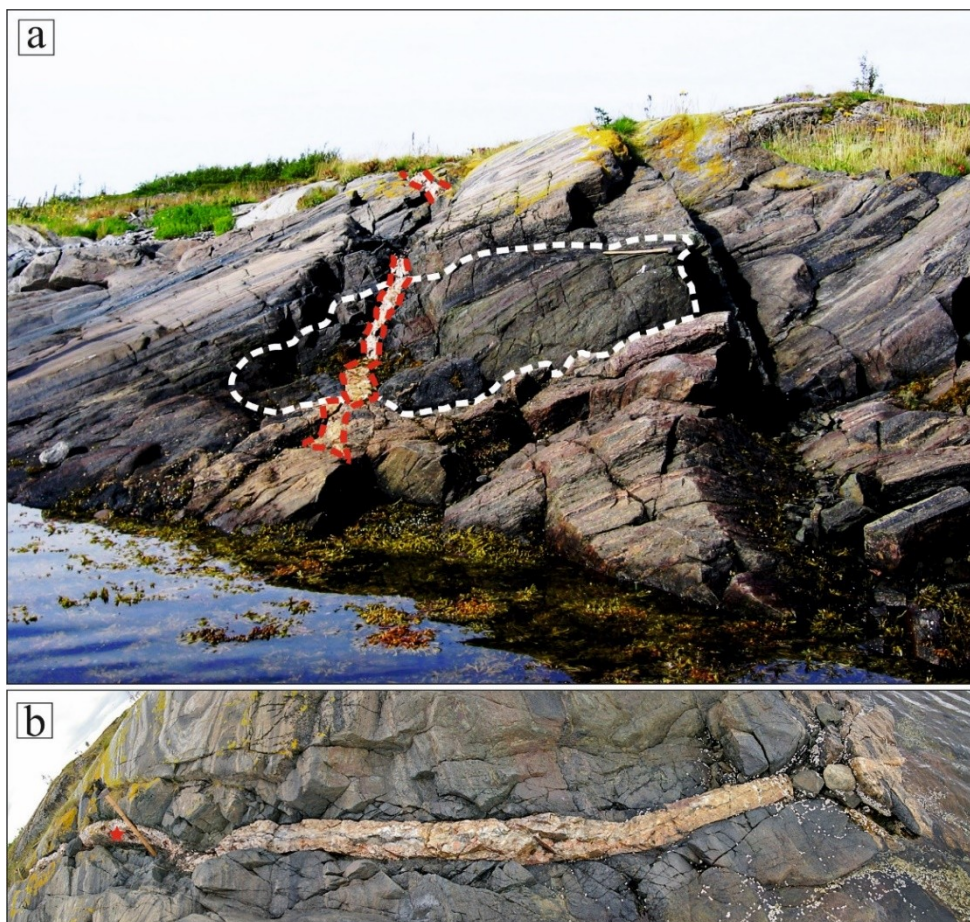


Рисунок 2.8 – (а): Фотография будины эклогитов на острове Столбиха.

Эклогитизированная часть метагабброидов оконтурена белым пунктиром. Пегматитовая жила, секущая эклогиты, оконтурена красным пунктиром;

(b): Фотография пегматитовой жилы с указанием места отбора образца 101d (красная звездочка)

2.2 Каледониды Норвегии

Почти сто лет назад Эскола опубликовал свой классический труд (Escola, 1921), в котором описывается несколько типов эклогитов Западного гнейсового региона (ЗГР) и подтверждается их принадлежность к высокобарическим метаморфическим породам. С тех пор эклогиты стали очень активно изучаться, чему особенно поспособствовало развитие концепции тектоники плит: эклогиты играют решающую роль в понимании процессов, происходящих на конвергентных границах плит. Положение эклогитов и ассоциирующих с ними пород в пределах Скандинавских каледонид показано на рисунке 2.9.

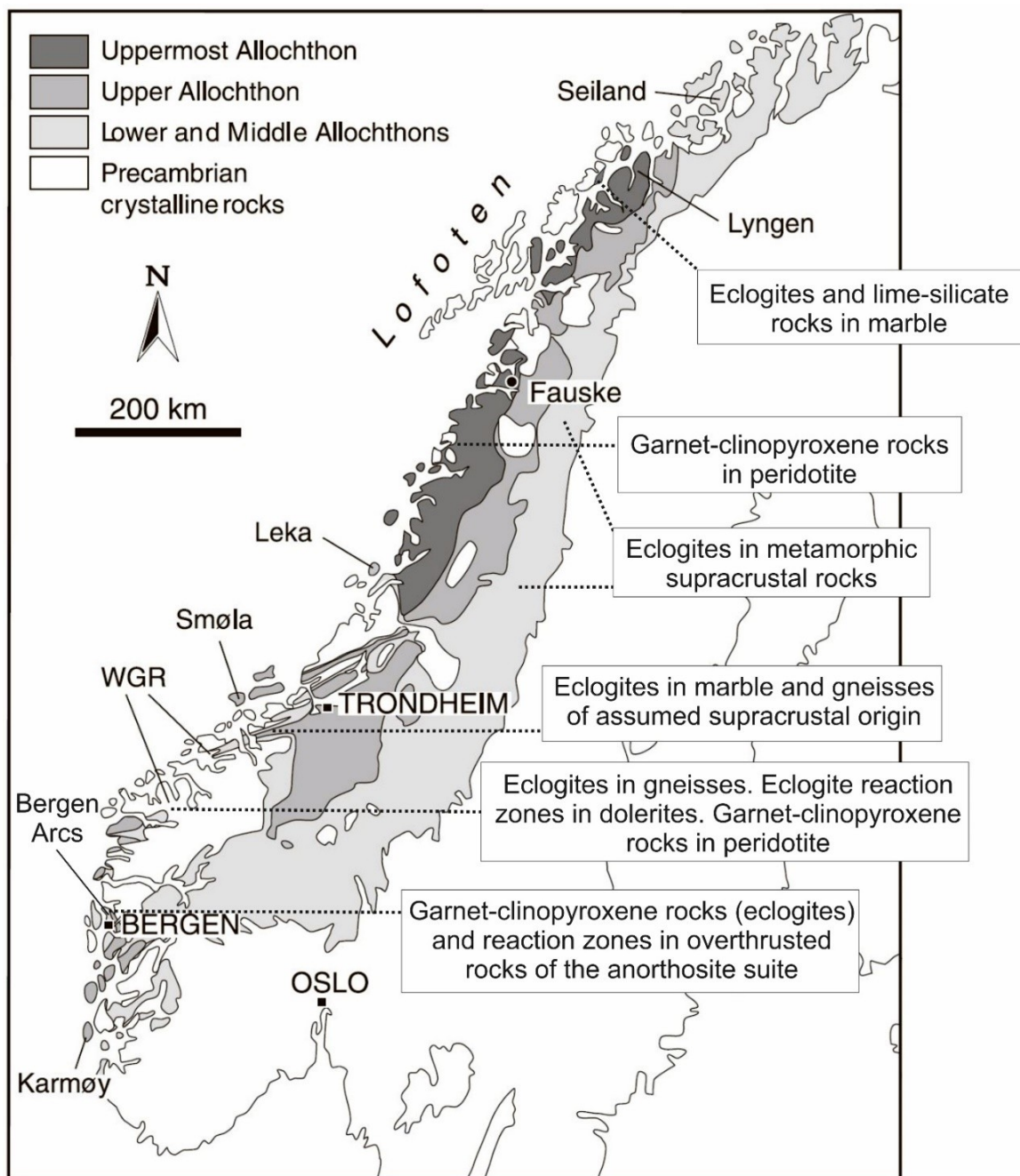


Рисунок 2.9 – Положение эклогитов и связанных с ними пород в Скандинавских каледонидах по (Griffin, 1987; Roberts, 2003)

Рассмотрим наиболее принципиальные для представляемого исследования вехи в истории развития региона:

1) Свеконорвежская орогения (1300 – 800 Ma).

По результатам палеомагнитных и геологических реконструкций предполагается, что начиная с 1265 Ma, и по меньшей мере следующие 200 Ma, кратон Лаврентия и кратон Балтика формировали единый континент с современной северной Фенноскандией (Åhäll, Gower, 1997; Åhäll, Connelly, 1998; Buchan et al., 2000; Connelly, 2001). По результатам исследований, проведенных в южной Норвегии, свеконорвежская орогения делится на три основные фазы (Starmer, 1993): 1) ранняя свеконорвежская фаза надвигообразования между 1340 и 1250 Ma; 2) период растяжения (1250 – 1100 Ma); 3) основная фаза свеконорвежской орогении (коллизия между Балтикой и Лаврентией) в период 1150 и 950 Ma.

Именно с протерозойской свеконорвежской орогенией предшественники связывают формирование протолита исследуемых нами эклогитов: гранулитов комплекса Берген Аркс (Austrheim, Griffin, 1985a) и габброидов Западного гнейсового региона (Walsh et al., 2007).

2) Распад суперконтинента Родиния в неопротерозое (800 – 540 Ma).

После свеконорвежской орогении Балтика и Лаврентия совместно с другими континентами сформировали единый суперконтинент Родиния. Согласно палеомагнитным реконструкциям (Torsvik et al., 1996; Dalziel, 1997), северо-западная окраина Балтики была обращена к Восточной Гренландии, в то время как Амазонский континент был сочленен с юго-западной окраиной Балтики. Этот суперконтинент начал распадаться около 750 - 725 Ma (Dalziel et al., 1994; Dalziel, 1997) когда Восточная Гондвана (Австралия и Антарктида) откололась от западной окраины Лаврентии (Torsvik et al., 1996). Палеомагнитные данные указывают на то, что Балтика и Лаврентия просуществовали вместе по меньшей мере до 630 – 620 Ma (Torsvik et al., 1996). В результате распада суперконтинента Родиния в период с раннего до позднего кембрия, океан Япетус шириной до 5000 км отделял Балтику от Лаврентии, а море Торнквиста располагалось между Балтикой и Гондваной.

3) Каледонская орогения (450 – 400 Ma).

В позднем докембрии снова началось сближение плит. В конечном итоге это привело к столкновению северо-западной окраины Балтики с предполагаемым островодужным комплексом, что привело к раннему этапу каледонского орогенеза, также называемому финнмаркским орогенезом, в позднем кембрии-раннем ордовике (Stephens, 1988; Stephens, Gee, 1989). Результаты исследования древней фауны показывают, что скорее всего океан Япетус закрылся к позднему ордовику, около 450 Ma (Stephens, Gee, 1989). Приблизительно 425 Ma назад Балтика и Авалония, вместе известные как Балония, столкнулись с Лаврентией, что привело к закрытию океана Япетуса и началу основного этапа каледонской орогении, известной

также как скандийская орогения (Paulamäki, Kuivamäki, 2006). Этот процесс спровоцировал сложение шельфа Балтоскандинавской пассивной окраины, а также океанических и дуговых толщ океана Япетуса, и их движение на восток, с последующим перекрытием архейских и протерозойских пород Фенноскандинавского щита (Roberts, Gee, 1985).

Формирование того геологического облика Скандинавских Каледонид, который мы наблюдаем сейчас, связано с несколькими этапами каледонской орогении. Эти этапы включают три отдельных, коллизионных (типа дуга-континент) или аккреционных события, охватывающих около 50 миллионов лет позднего кембрия до конца ордовика, и завершающую их коллизию типа континент-континент Балтики и Лаврентии. Так были сформированы тектонические покровы Скандинавских каледонид, которые делятся на четыре группы аллохтонов. Эклогиты севера Норвегии и Швеции наблюдаются в составе среднего и самого верхнего аллохтонов, в то время как эклогиты Берген Аркс (на юго-западе Норвегии) – среднего аллохтона.

Рассмотрим детальнее скандийскую фазу каледонскую орогении, поскольку именно с ней ряд авторов (Austrheim, Griffin, 1985a; Boundy et al., 1992, 1997; Austrheim, 2013) связывает образование эклогитов.

Биостратиграфические и геохронологические данные, полученные в разных регионах, и, в частности, в разных надвигах, ясно свидетельствуют о том, что датировки скандийской фазы широко варьируются как вкрест простирания этих надвигов, так и вдоль, поэтому авторы, учитывая особенности строения этих структур, не берутся проводить временную корреляцию между сильно разнесенными в пространстве частями орогена (Roberts, 2003). Что же касается длительности этого события, то результаты датирования монацита из УНР пород Западного гнейсового региона свидетельствуют, что процессы их погружения и последующей эксгумации были очень быстрыми (Terry et al., 2000). Предполагается, что скандинавский тектонометаморфизм на любом участке орогена длился сравнительно недолго, меньше 10 миллионов лет. Похожее быстрое погружение до глубин эклогитовой фации и эксгумация описаны для западных и центральных Альп (Gebauer, 1999; Rubatto, Hermann, 2001) и центральных Родоп на севере Греции (Liatí, Gebauer, 1999).

Все основные аллохтоны были так или иначе вовлечены в скандийскую фазу каледонской орогении, в том числе и те, которые уже были затронуты более ранними тектонотермальными событиями. Предполагается, что именно из-за процессов коллизии на данной территории стали возможными условия эклогитовой фации и образование интересующих нас пород.

Однако помимо вопроса образования эклогитов, возникает ещё один: когда и благодаря чему они были эксгумированы на поверхность? Как уже было сказано, предполагается быстрая

экзгумация пород сразу после погружения. Считается, что она связана с объёмной деформацией, частично вытекающей из гравитационного коллапса орогена (Andersen, 1998). Ранняя фаза этого растяжения могла частично происходить одновременно с продолжающимися конвергентными деформациями на уровне нижней коры и на поверхности на форланде (Fossen, Dallmeyer, 1998). Механизм этого процесса проиллюстрирован рисунком 2.10.

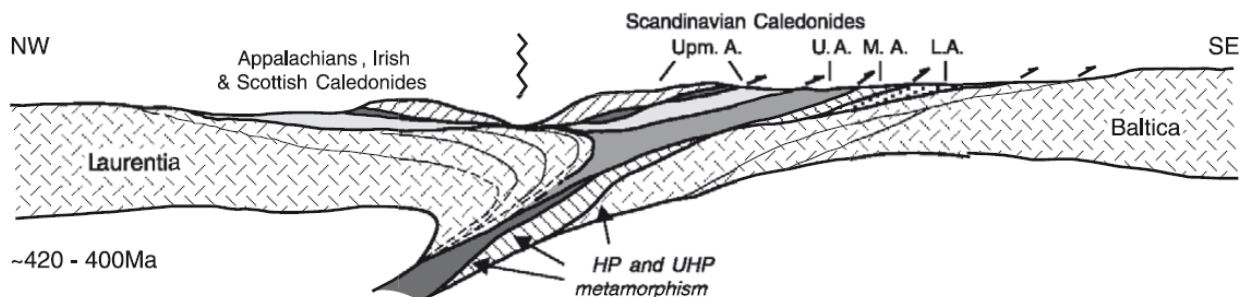


Рисунок 2.10 – Схематический профиль, иллюстрирующий коллизию Балтики и Лаврентии в среднем силуре – раннем девоне (420-400 Ma) (Roberts, 2003). L.A., M.A., U.A. and Upm.A. - нижний, средний, верхний и самый верхний аллохтоны.

2.2.1. Западный гнейсовый регион

Западный гнейсовый регион (ЗГР) Норвегии представляет собой крупный (~ 30 000 км²) выход основания Фенноскандинавского щита в пределах Скандинавских Каледонид, погребенный и преобразованный во время Каледонской орогении (Т. В. Andersen, Jamtveit, 1990). Эклогиты каледонского возраста (400-440 Ma) (Griffin, Brueckner, 1985) встречаются в виде линз размером от первых метров до километров в гнейсах, испытавших широко распространенные позднекаледонские деформации и метаморфизм амфиболитовой фации (Andersen, Jamtveit, 1990; Krabbendam, Wain, 1997), и демонстрирующих незначительное количество признаков метаморфизма эклогитовой фации (Wain et al., 2000).

ЗГР (Рисунок 2.11) сложен метаосадками, анортозитами, ультрамафитами, метагабброидами, разнообразными гранитоидами, а также их производными – мигматитами и бластомилонитами (Carswell, 1973; Moore, 1977; Lappin, Smith, 1978; Brueckner, 1979; Griffin, Mørk, 1981; Gebauer et al., 1985). Также в пределах ЗГР присутствуют локальные свидетельства пре-каледонского гранулитового метаморфизма (Brueckner et al., 1968; Bryhni et al., 1971).

Впервые признаки ультравысокобарического метаморфизма (> 30 кбар) в (ЗГР) были обнаружены в ортопироксеновых эклогитах в районе Нордфьорд-Стадландет (Lappin, Smith, 1978), однако позднее были оспорены в работе (Carswell et al., 1985), в которой утверждалось, что минеральные фазы в породе неравновесны, а максимальное давление составляет 17-19 кбар. Находки коэсита и псевдоморфоз по нему в эклогитах (Smith, 1984; Cuthbert et al., 2000; Wain et

al., 2000) указывают на присутствие проявлений УНР-метаморфизма. Однако большинство эклогитов в ЗГР, по-видимому, являются результатом НР метаморфизма, ограниченного полем устойчивости кварца (Krogh, Carswell, 1995).

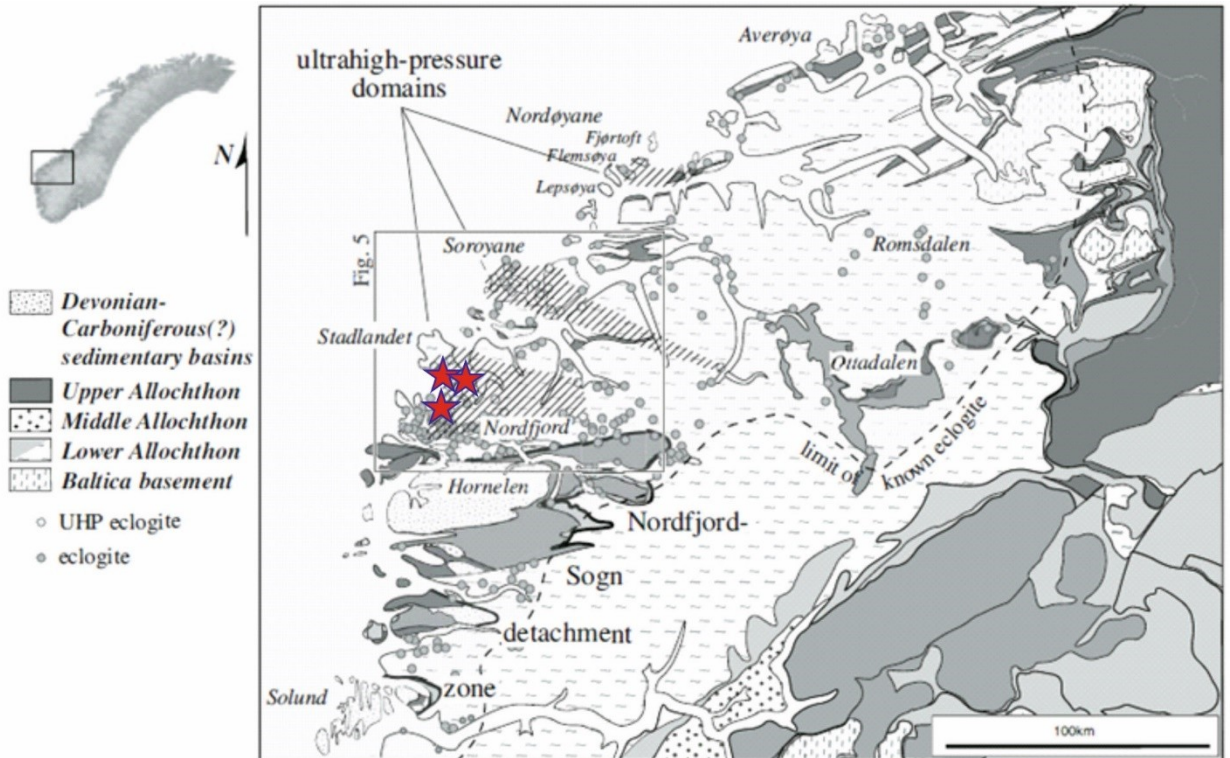


Рисунок 2.11 – Геологическая схема Западного гнейсового региона Норвегии (Hacker, 2007).

Звездочками показаны точки отбора образцов.

Оценки температуры метаморфизма для пород ЗГР демонстрируют наличие температурного градиента, определяющегося увеличением температуры метаморфизма от 600°C на юго-восточном фронте до 850°C в северо-западной части ЗГР (Krogh, 1977), совпадающим с субдукцией ЗГР на северо-запад. Оценки давления пиковых условий метаморфизма в основном базируются на находках индекс-минералов, связанных с субдукцией, и на рассчитанных минеральных равновесиях, при этом самые высокие показатели также представлены в северо-западной части ЗГР (до 28 кбар). Коэсит и псевдоморфозы кварца по нему чаще всего обнаруживаются в районе Нордфьорд-Стадландет (Smith, 1984; Wain, 1997; Cuthbert et al., 2000; Walsh, Hacker, 2004) и указывают на эксгумацию коры с глубин ≥ 90 км (Spengler, 2006).

Возраст протолита для разных тел эклогитов варьирует: некоторые из них связаны со свеко-норвежской орогенцией (950 – 900 Ma), а некоторые значительно древнее (до ~1600 Ma) (Walsh et al., 2007).

Возраст УНР метаморфизма впервые был определен в (Krogh et al., 1974) и позднее подтвержден пионерской работой (Griffin, Brueckner, 1980) по датированию эклогитов при помощи Sm-Nd метода датирования. Полученный ими возраст лежал в пределах от 447 до 407 Ма. Последующие результаты датирования с использованием Lu-Hf, Sm-Nd и U-Pb методов, определяющие возраст НР метаморфизма от ~420 до 398 Ма (Mearns, 1986; Mørk, Mearns, 1986; Terry et al., 2000; Carswell et al., 2003; Root et al., 2004; Krogh et al., 2011; Kylander-Clark et al., 2007), указывают на то, что от момента начала погружения и появления первых метаморфических фаз до достижения пиковых условий метаморфизма прошло около 20 Ма.

Время амфиболитового метаморфизма в ЗГР определялось в основном при помощи датирования мусковита $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Было показано, что также как и P-T условия метаморфизма, возраст амфиболитового метаморфизма меняется от 399 Ма на востоке до 390 Ма на западе (Walsh et al., 2007). Этот градиент продолжается дальше на запад в УНР-доменах, где возраст по мусковиту оценивался от 389 до 369 Ма (Root et al., 2005). Он также продолжается и на восток в пачке надвигов, перекрывающих ЗГР, сначала примерно до 410 – 400 Ма, а затем до 425 – 410 Ма (Fossen, Dallmeyer, 1998; Hacker, Gans, 2005). Этот возрастной градиент примерно параллелен градиенту давления в ЗГР, с более древними возрастами и более низкими давлениями в области НР на востоке и более молодыми возрастами и более высокими давлениями в области УНР на западе. Весь ЗГР, включая восточную, УНР часть, был вовлечен в скандийскую субдукцию (Walsh et al., 2007).

Эклогиты в пределах Западного гнейсового региона обычно обнаруживаются в виде линзовидных будин и реже пластовых тел мощностью от дециметров до первых десятков метров. В данной работе представлены результаты исследования эклогитов и ассоциирующих с ними пород из будин в окрестностях коммуны Селье на побережье фьордов Сорполлен, Нордполлен и Сильдегапет (Рисунок 2.10 с точками отбора). Рассмотрим детальнее два опорных обнажения.

Будина Нибо (Smith et al., 1980)

Так называемая будина Нибо находится на самом окончании фьорда Сорполлен, в его южной части. Вдоль берега у заброшенного пирса обнажается линза эклогитов каплевидной формы размером 5 x 30 м, конформно облекающаяся вмещающими гнейсами. Простираение тела 305° на северо-запад, в северной части тело выклинивается, образуя конец «капли». Центральная часть тела сложена крупнозернистым эклогитом (размер ядра 3 x 5 м), состоящим преимущественно из омфацита и граната. Вокруг эклогитового ядра развивается зона гранатитов мощностью до 2 м (Рисунок 2.12а). В северной части тела породы сильно рассланцованы, плоскость рассланцевания падает на юг ($\sim 160^\circ$), угол падения $\sim 40^\circ$. На

контакте с вмещающими гнейсами наблюдаются каймы амфиболизации мощностью до 1 м, представленные среднезернистыми темноцветными породами.

В южной части обнажения зафиксирован контакт с вмещающими мусковит-биотитовыми гнейсами. Там же во вмещающих породах в непосредственной близости от тела эклогитов наблюдаются пегматоидные кварц-полевошпатовые образования (Рисунок 2.12b).

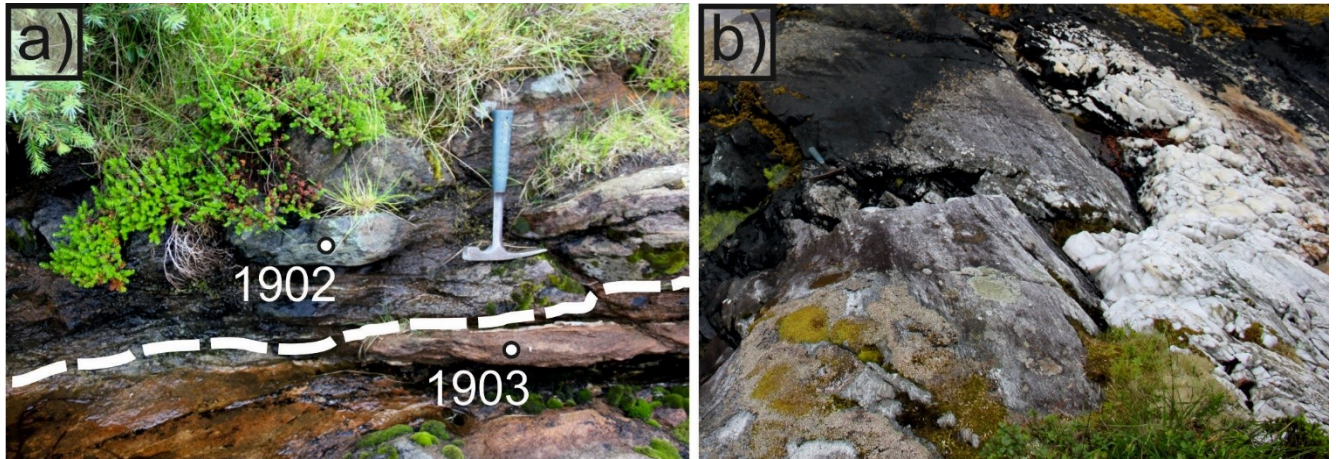


Рисунок 2.12 – Фото тела Нибо: а) контакт эклогитов и зоны гранатитов; б) пегматоидные выделения во вмещающих гнейсах.

Обнажение Смита

Обнажение находится на побережье фьорда Сильдегапит на севере от Кирхи коммуны Селье. Это место примечательно тем, что именно здесь была сделана вторая в мире находка коэсита (Smith, 1984). В обнажении (Рисунок 2.13) наблюдается ряд линз эклогитов и амфиболитов, заключенных в толще гнейсов. Центральные части относительно крупных тел (до 6 x 18 м) сложены мелкозернистым эклогитом, постепенно переходящим в крупнозернистый, который в свою очередь на контакте с вмещающими породами сильно амфиболизирован и хлоритизирован. В эклогитах иногда наблюдаются тонкие трещины (первые см), выполненные карбонатом, вокруг которых также развиваются зоны амфиболизации (Рисунок 2.14). Многочисленные более мелкие тела (до 5 м по удлинению) амфиболизированы полностью. Будины разделены тонкими пластинами гнейсов по плоскостям скольжения мощностью до 20-30 см. Контакт тел базитов с гнейсами рассланцованный, согласный простиранию гнейсов.

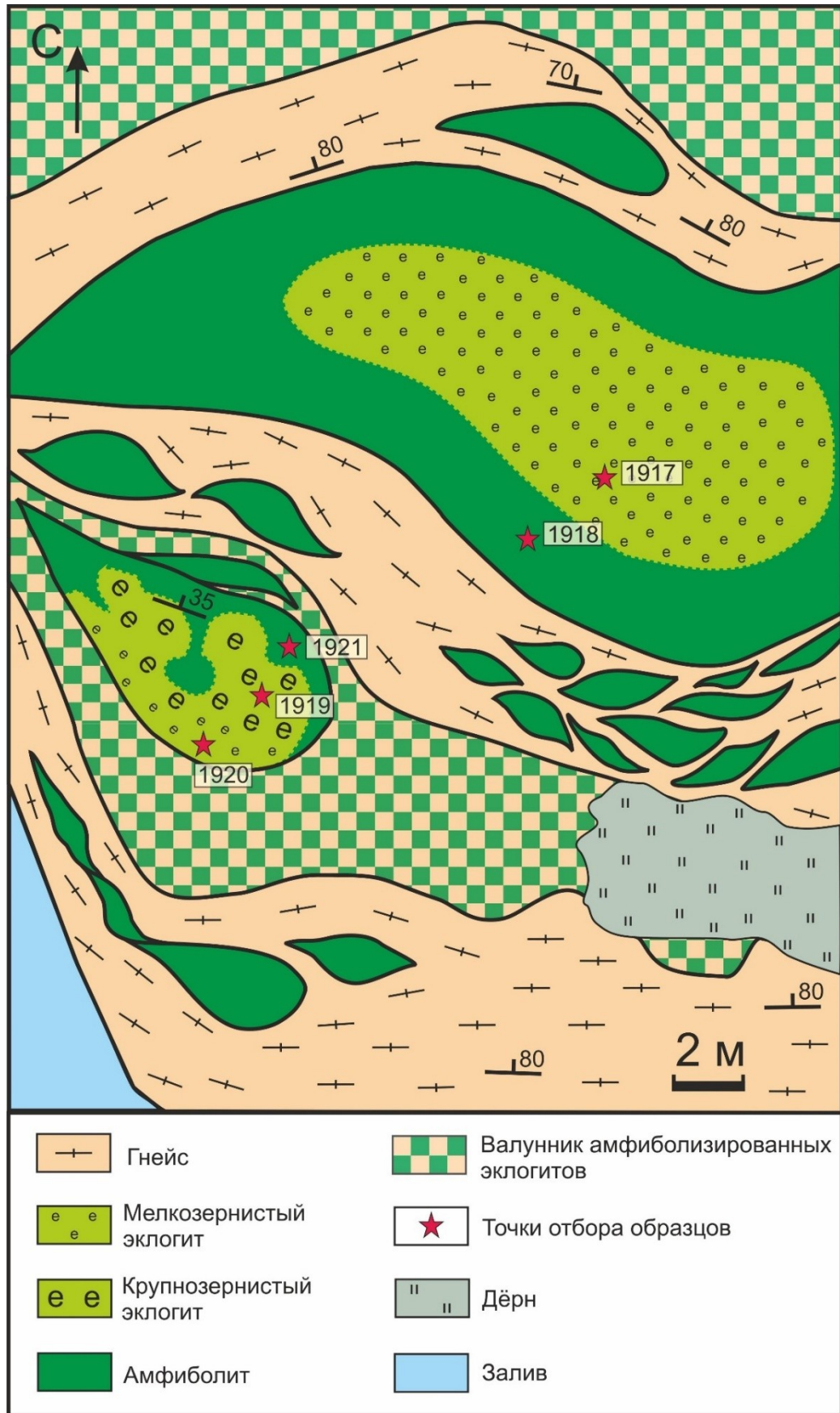


Рисунок 2.13 – Геологическая схема обнажения будин эклогитов к северу от Кирхи коммуны Селье.



Рисунок 2.14 – Будина эклогитов на побережье фьорда Сильдегапит к северу от Кирхи коммуны Селье.

2.2.2. Комплекс Берген Аркс

Эклогитовые породы области Берген-Аркс известны уже 150 лет. Начало их изучения связано с работами Хьйордала (Hiortdahl, 1862), в которых было впервые закартировано область побережья, включая остров Хольсной. На нем были выделены две разновидности пород: гнейсы и лабрадориты. Последующие работы Колдерапа (Kolderup, 1912) выявили, что часть пород, именуемых лабрадоритами и превращена в эклогиты. основополагающей работой в изучении эклогитов западного побережья Норвегии стало исследование Эскола, который в своей работе (Escola, 1921) детально изучил минеральные преобразования основных пород в эклогиты и предположил их магматическую природу. Последующие работы норвежских геологов конца 20 века (Austrheim, Robins, 1981; Austrheim, Griffin, 1985 и далее) установили, что в основных породах распространены гранулитовые ассоциации, на которые наложены эклогитовые парагенезисы.

Полиметаморфический комплекс Берген Аркс (Рисунок 2.15) расположен в пределах каледонского орогена на западе Норвегии, сформированного в результате коллизии Балтики и Лаврентии.

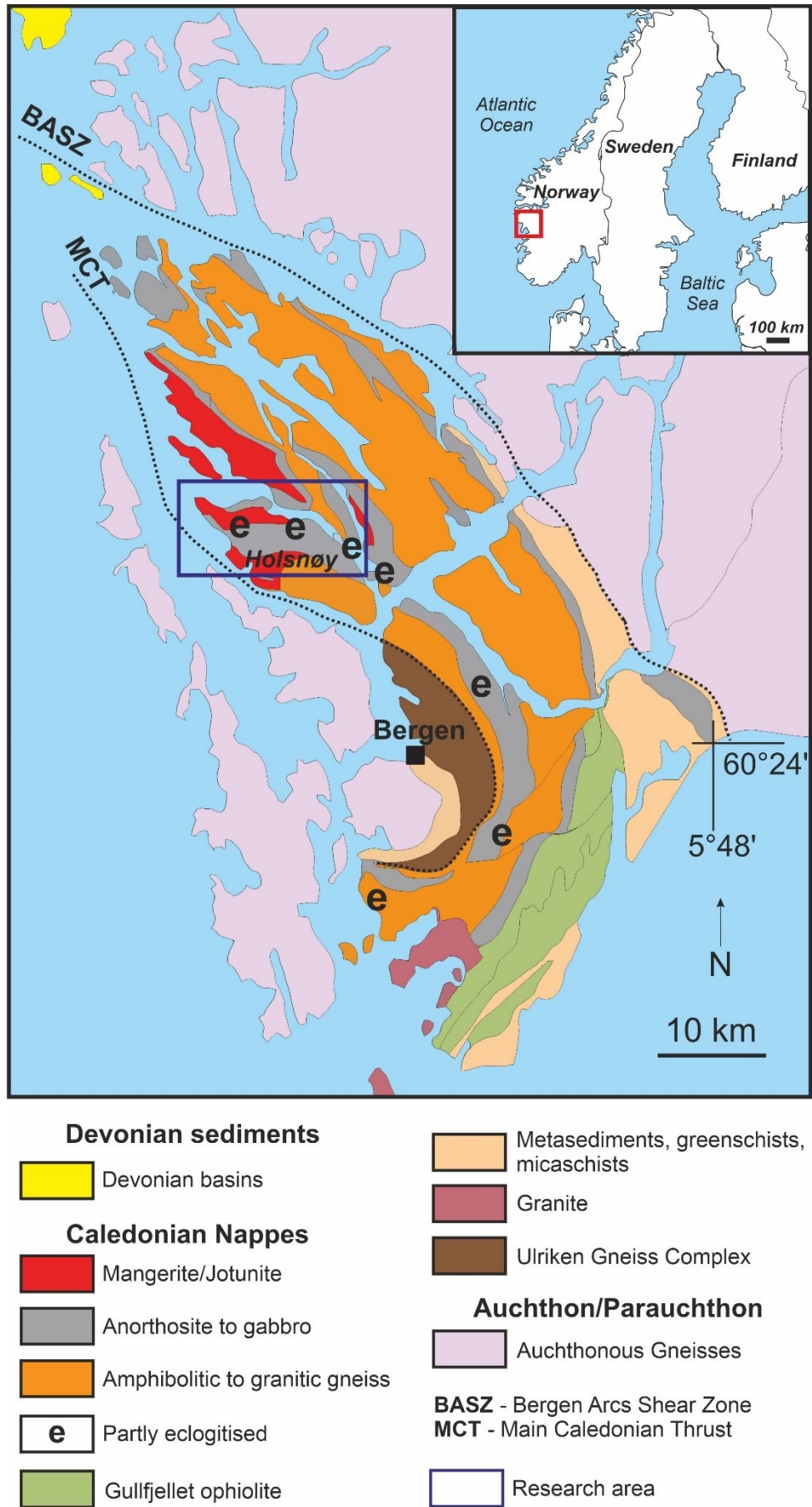


Рисунок 2.15 – Геологическая схема комплекса Берген Аркс по (Ragnhildstveit, Helliksen, 1997).

Региональная геологическая структура, с которой связаны эклогиты, имеет дугообразную в плане форму, обращенную выпуклой стороной на восток. Она состоит из нескольких тектонических покровов, сменяющих друг друга и надвинутых на породы Западного гнейсового региона. Контакт между комплексами тектонический, с развитием зоны пластической деформации (Boundy et al., 1992).

На западе ядро структуры сложено преимущественно мигматизированными гнейсами (о. Аскей), милонитизированными на контакте с т. н. «анортозитовым» комплексом, представленным на о-ве Холсной. Этот комплекс интерпретируется как выведенная на поверхность пластина нижней континентальной коры и предполагается, что он был сформирован как расслоенная интрузия, сложенная анортозитами, мангеритами, чарнокитами, габбро и ультрамафитами. Кроме того, в пределах комплекса выделяются в подчиненном количестве гнейсы и метаосадки. Основные породы имеют признаки гранулитового метаморфизма, на который был впоследствии локально наложен эклогитовый (Austrheim, Robins, 1981). По набору пород рассматриваемая область Берген-Аркс весьма схожа с расслоенным комплексом Рогаланд в южной Норвегии, включая и присутствие титанового оруденения.

Внедрение комплекса происходило при 1000°C и максимальном давлении в 9 кбар (Austrheim, Griffin, 1985a). Метаанортозиты содержат характерные мафические коронарные структуры, сформированные при замещении первично магматического оливина пироксенами и гранатом (Griffin, 1972). Направление удлинения этих выделений совпадает с общей полосчатостью метаанортозитов.

В истории развития комплекса выделяются два основных метаморфических события:

1) Глобальная перекристаллизация в условиях гранулитовой фации на глубине около 25 км в результате протерозойского орогенеза (Austrheim, Griffin, 1985a). Предполагается, что террейн изобарически остывал в течение следующих 400-500 Ма (Jamtveit et al., 1990).

Время этой фазы оценивалось предшественниками в основном U-Pb методом по циркону, поскольку Sm-Nd и Rb-Sr системы вероятнее всего были нарушены более поздним амфиболитовым метаморфизмом (Janots et al., 2018). Так, оценки времени этого события расходятся более, чем 200 миллионов лет: от 1151.2 ± 4.7 Ма (Burton et al., 1995) до 945 ± 5 Ма (Boundy et al., 1997). Кроме того, некоторыми авторами оценивался возраст коронарных выделений, не связанных с shear-зонами, при помощи Sm-Nd систематики. Эти датировки дали интервал от 896 ± 31 до 912 ± 18 Ма (Cohen et al., 1988). Помимо всего прочего, нужно отметить, что возраст гранулитового метаморфизма перекрывается со временем внедрения расслоенной интрузии.

P-T параметры гранулитового метаморфизма оценивались рядом авторов (Griffin, 1972; Andersen et al., 1990) и в целом разные оценки довольно близки: температура пика гранулитового метаморфизма лежит в пределах 775-900°C, а давление соответствует интервалу в 8-10 кбар.

2) Вторая фаза метаморфизма связывается с континентальной коллизией и утолщением коры в течение среднепалеозойского каледонского орогенеза. Считается, что именно эти процессы привели к тому, что породы гранулитовой фации метаморфизма попали в условия эклогитовой фации (Austrheim, Griffin, 1985a). Однако не все гранулиты были преобразованы в эклогиты. Полевые наблюдения предшественников, проводивших детальные картировочные работы (Austrheim, 1987), показали, что процессы эклогитизации были локализованы вдоль так называемых shear-зон, пронизываемых для флюида, сопровождавшего процессы метаморфизма (Austrheim, Griffin, 1985a).

Направление развития shear-зон, выполненных породами эклогитовой фации, совпадает с общим трендом развития других каледонских структур на территории Берген Аркс, в том числе – с shear-зонами, связанными с более низкоградным метаморфизмом. Эти зоны в свою очередь характеризуются минералогией амфиболитовой фации и развиваются по всему объёму аортозитового террейна, частично накладываясь и на породы эклогитовой фации. Развитие этих зон связывают уже с посткаледонскими процессами (Andersen et al., 1991; Austrheim, Robins, 1981).

Время эклогитового метаморфизма оценивалось при помощи различных изотопных систем и в целом разные датировки дают интервал от 423 ± 4 Ma (Bingen et al., 2004) до 507 ± 109 Ma (Cohen et al., 1988). Но наиболее полно этот вопрос рассматривался в (Janots et al., 2018). U-Pb система изучалась для циркона и отдельно для эпидота и титанита: в первом случае она дала возраст 450±10 Ma, а во втором – около 460 Ma. Sm-Nd метод был реализован с использованием гранатов и собственно породы и дал результат в 440±12 Ma. ⁴⁰Ar/³⁹Ar метод был использован для мусковита (430 Ma) и амфиболов (450 Ma). На основе этих данных авторами (Boundy et al., 1997) формулируется вывод о непродолжительности эклогитового метаморфизма (не более 30 миллионов лет), что в целом согласуется с геодинамическими реконструкциями, описанными в предыдущем разделе.

Оценка P-T условий формирования эклогитов также весьма неоднозначна: например, в работе (Jamtveit et al., 1990) доказывается, что образование эклогитового парагенезиса происходило при T ≈ 700°C, P = 18-21 кбар, а по данным других авторов P-T параметры пика эклогитового метаморфизма были следующие: T = 700-800°C и P > 16 кбар (Austrheim, Griffin, 1985a); T = 680°C и P ≈ 22 кбар (Bhowany et al., 2018); T = 670±50°C и P > 14.6 кбар et al., 1992); T = 730°C и P = 19 кбар (Перчук, 2002). Кроме того, Перчук рассчитывал активность воды во

флюиде ($H_2O-NaCl-N_2-CO_2$), которая по его расчётам не превышала 0.4. Резюмируя вышесказанное, вариации в оценках температуры эклогитового метаморфизма разных авторов лежит в сравнительно узких пределах ($\approx 200^\circ C$), чего нельзя сказать о давлении: его оценки варьируют в более широком диапазоне (от 14.6 до 22 кбар).

Полевые работы проводились в северной части острова Холсной. Его геологическая схема и точки отбора образцов представлены на Рисунок 2.16. Рассмотрим детальнее реперное обнажение на западном склоне горы Эльдсфьеллет (Рисунок 2.17). В обнажении наблюдается толща метаанортозитовых гранулитов, простирающихся на северо-восток. Гранулиты характеризуются полосчатостью, подчеркиваемой наличием тонких линз (первые см) гранатитов. Гранулиты в свою очередь секутся shear-зоной, выполненной эклогитами, с захваченными ксенолитами вмещающих гранулитов. На контакте shear-зоны и вмещающих гранулитов наблюдается деформация толщи гранулитов. Эклогиты в разной степени рассланцованы, направление сланцеватости совпадает с направлением развития shear-зоны.

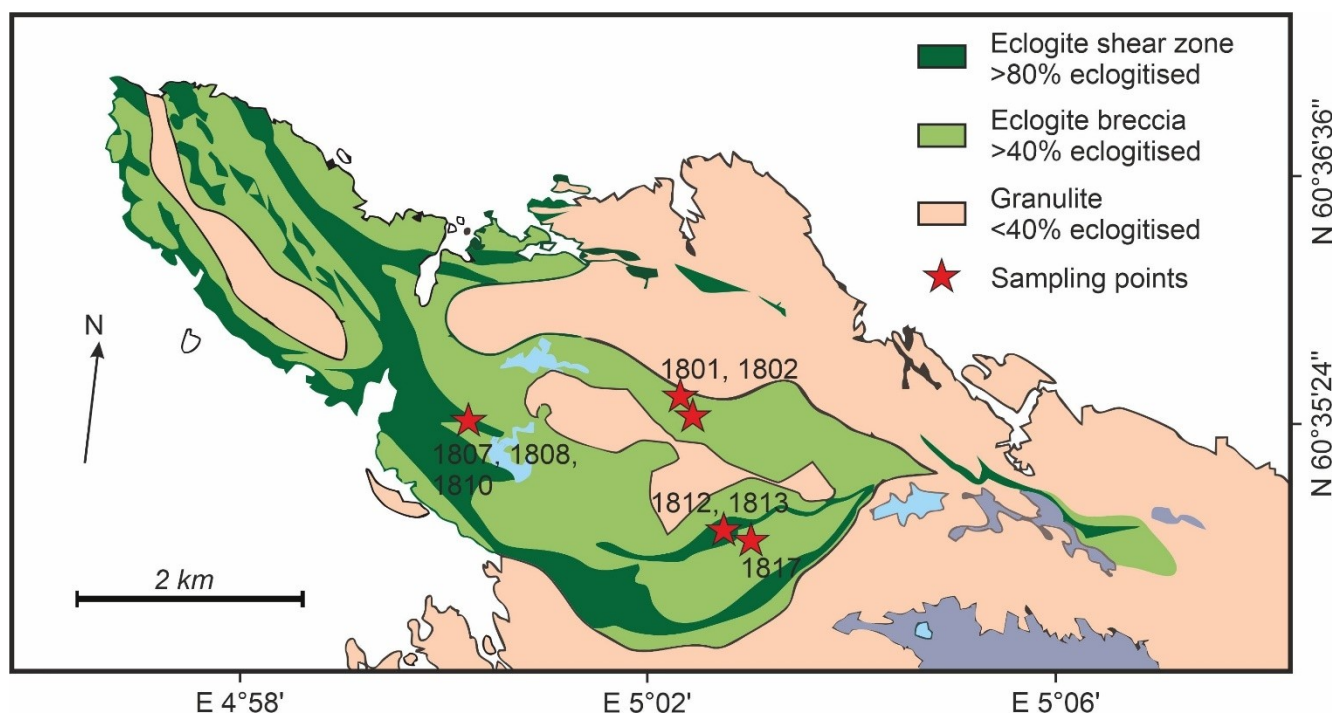


Рисунок 2.16 – Геологическая схема северной части острова Холсной по (Boundy et al., 1992) с точками отбора образцов.

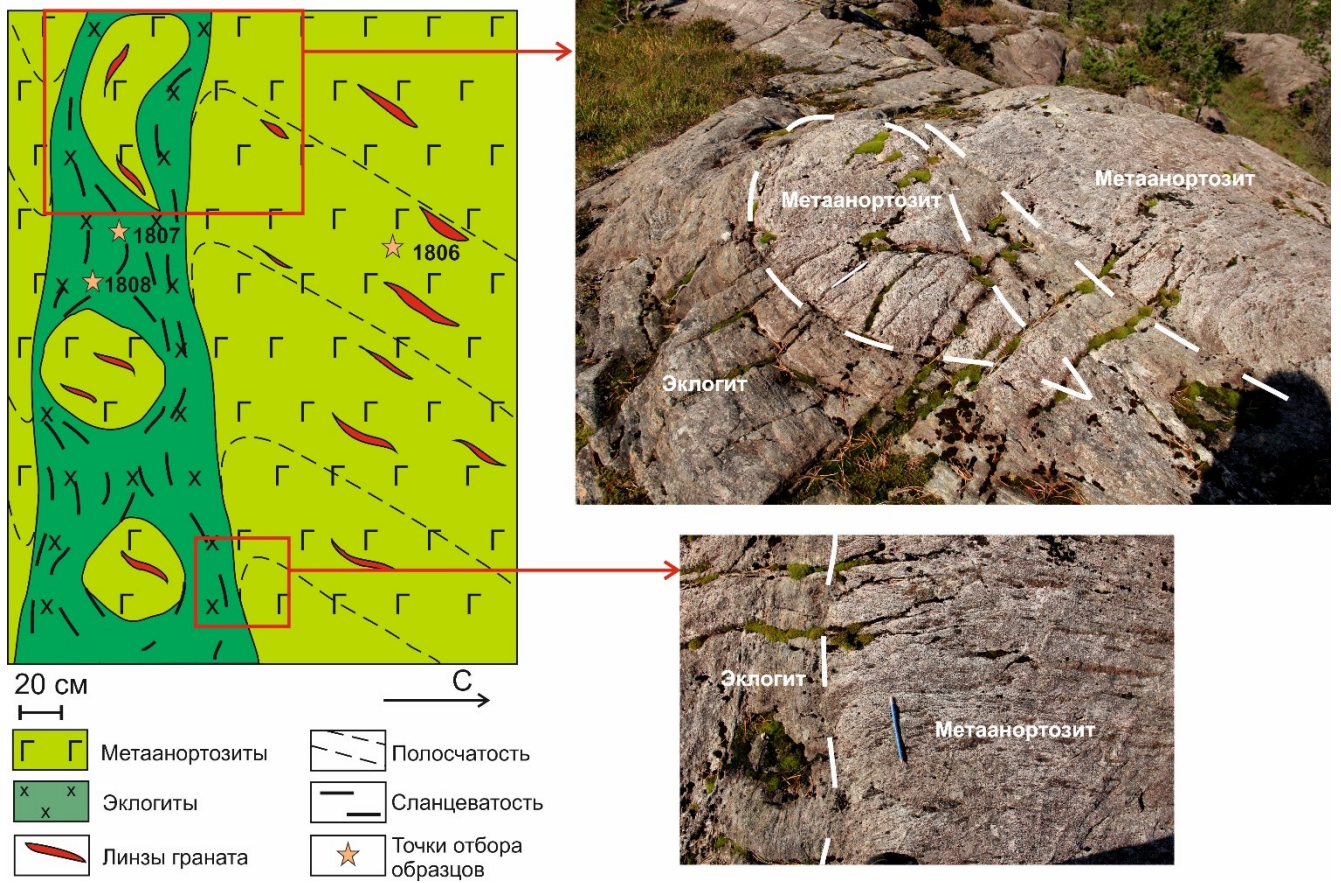


Рисунок 2.17 – Схема обнажения на западном склоне горы Эльдсфьеллет (обр. 1806-1808).

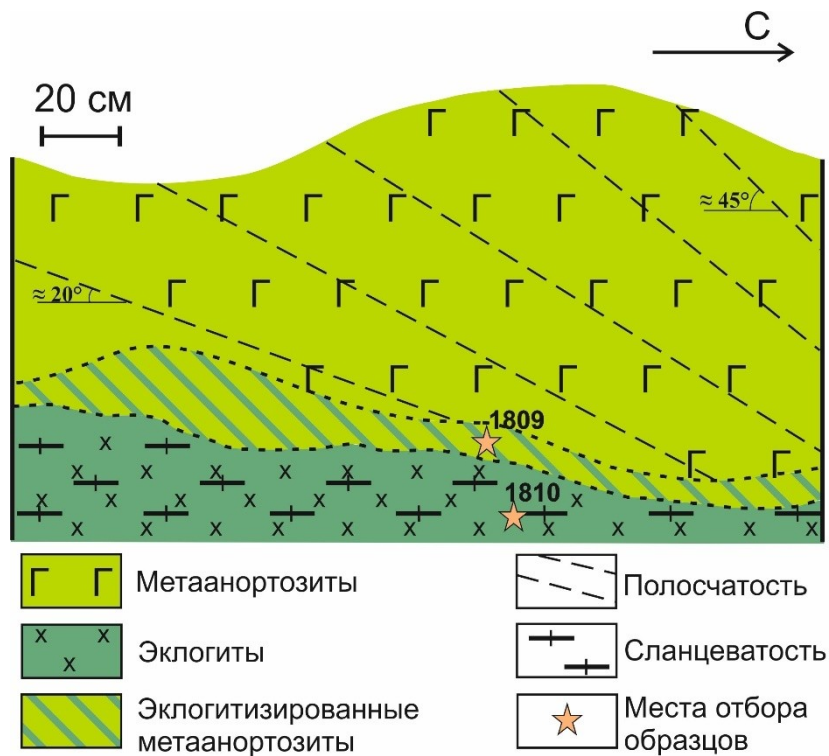


Рисунок 2.18 – Схема обнажения на западном склоне горы Эльдсфьеллет (обр. 1809-1810).

2.3 Выводы по главе 2

Исследованные объекты находятся на северо-востоке Фенноскандинавского щита в пределах Беломорского подвижного пояса и в его складчатом обрамлении на юго-западе в пределах Каледонского орогена. В пределах БПП и ЗГР эклогиты представлены преимущественно в виде будин, залегающих в гнейсах и конформно ими облекающихся. На контакте будин эклогитов с вмещающими гнейсами развиваются каймы амфиболитизации. В пределах комплекса Берген Аркс эклогиты развиваются по shear-зонам в метаанортозитовых гранулитах.

ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых работ 2018-2019 гг. в составе коллектива ИГГД РАН автором было отобрано 52 образца, вошедших в опорную коллекцию. Кроме того, в работе использовались данные по образцам, отобраным на островах Керетского архипелага в ходе полевых работ 2011-2017 гг. коллективом ИГГД РАН под руководством С.Г. Скублова. Описание образцов приведена в (Приложение А).

3.1 Методы исследования состава пород

Методики исследования состава пород

Содержания петрогенных (главных) элементов в породах анализировались рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Нижний предел определения оксидов петрогенных элементов составляет 0.01-0.05 мас. %.

Валовые анализы пород на редкие и редкоземельные элементы (REE) проводились методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ) с использованием кислотного разложения в смеси кислот ($\text{HF} + \text{HNO}_3$). Для контроля точности анализа использовались геологические стандарты USGS. Относительная погрешность определения для более чем 70 элементов не превышает 5-10%: для REE менее 5%, для Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf, U и Th менее 10%. Нижние пределы обнаружения колеблются в пределах 0.01% для главных и 0.005-0.010 ppm для большинства редких и редкоземельных элементов.

Методики расчета масс-баланса и дисперсии значений привноса-выноса вещества, определяемой погрешностью измерений

Для корректной оценки масс-баланса вещества в ходе метаморфизма химические анализы пород рассматривались преимущественно «парами», реже «тройками», по отдельности для каждого обнажения, где можно было однозначно установить их взаимоотношения. Для оценки баланса вещества **по главным элементам** использовались два взаимодополняющих метода: кислородный метод Барта (Barth, 1948) и метод инертного компонента (Казицын, Рудник, 1968).

Метод Барта – это относительно простой и точный метод сравнения химического состава пород, основанный на пересчёте анализов пород на «стандартную кислородную ячейку». В отличие от многих других методов расчёта баланса вещества, метод Барта не учитывает пористость пород, которая для высокоградиентных метаморфических пород пренебрежимо мала, и предполагает изообъёмный характер изменения пород и относительно постоянное число ионов кислорода в одном и том же объёме исходных и конечных пород.

После оценки привноса-выноса вещества методом Барта выбирался наиболее инертный компонент для каждой группы пород и на основе этого компонента реализовывался метод инертного компонента. Метод инертного компонента предусматривает сопоставление нормированных на содержания инертного компонента весовых процентных содержаний оксидов неизменной породы с содержаниями соответствующих оксидов в измененной породе, также нормированных на содержания инертного компонента в этой породе.

При оценке масс-баланса вещества возникает проблема отделения значимых результатов, действительно отображающих изменение химического состава породы в ходе метаморфизма, от незначимых, зависящих от погрешности измерения. Приборная погрешность измерения для главных элементов методом XRF, как уже было сказано выше, очень мала и не вносит значительного вклада в общую погрешность измерения. Основным фактором, влияющим на общую погрешность, является структурная и минералогическая неоднородность исследуемых пород. Погрешность измерения каждого из оксидов оценивалась по формуле 1.1, приведенной в (Shaw, 2006):

$$s = t \sqrt{\frac{p_1(x_1-X)^2 + p_2(x_2-X)^2 + \dots + p_j(x_j-X)^2}{n}} \quad (1.1)$$

где t – критерий Стьюдента;

p_j – доля минерала в породе;

x_j – содержание оксида в минерале;

X – содержание оксида в породе;

n – количество зёрен в навеске.

Количество зёрен в навеске для анализа (n ; масса одной навески 1 грамм) определяется приблизительно исходя из средневзвешенного размера зёрен в данной породе и её плотности.

3.2 Методы исследования состава минералов

Методики исследования геохимических особенностей минералов. Для изучения минералов изготавливались плоско-полированные шлифы круглой формы с диаметром около 1 дюйма (что объясняется особенностями конструкции пробоприемника ионного микроскопа), выделенные зерна цирконов были помещены в шайбы (также около 1 дюйма в диаметре) из эпоксидной смолы и приполированы примерно на половину толщины минеральных зерен.

Химический состав, а также строение и взаимоотношение минералов исследовались в плоско-полированных шлифах (ППШ) в режиме композиционного контраста (BSE) на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионной системой JED-2200 (ИГГД РАН). Условия съемки для электронного микроскопа: ускоряющее напряжение катода 20 кВ, фокусное расстояние 10 мм; диаметр пучка электронов 3-5 мкм. В

качестве эталонов использовалась коллекция природных минералов. Для расчёта минерального состава минералов использовалась программа Minal 3.0, разработанная Д.В. Доливо-Добровольским.

Для гранатов из пород комплекса Берген Аркс дополнительно проводились анализы на электронном микронзонде JEOL JXA-8230 с двумя волновыми детекторами (аналитик О.Л. Галанкина, ИГГД РАН), а также поэлементное картирование по главным элементам на микронзонде JEOL JXA-8230 (ИГМ СО РАН).

Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах было определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микронзонде Cameca IMS-4f в Ярославском Филиале Физико-Технологического института РАН. Условия съёмки на ионном микронзонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИ РАН): используется первичный пучок ионов $^{16}\text{O}_2^-$, диаметр которого составляет $\sim 15\text{-}20$ мкм; ток ионов 5-7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение состояло из 3 циклов, что позволяло оценить индивидуальную погрешность измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30-40 минут. Погрешность измерения редких элементов составляет до 10 % для концентраций выше 1 ppm и до 20 % для диапазона концентраций 0.1–1 ppm; порог обнаружения для различных элементов варьирует в пределах 5-10 ppb.

Редкоэлементный состав породообразующих минералов определялся в тех же точках, что и анализ главных элементов на электронном микронзонде; геохимическое исследование и U-Pb датирование цирконов также проводились строго в одних и тех же точках. При построении спектров распределения REE составы породообразующих и акцессорных минералов нормировались на состав хондрита CI, а редких элементов – на состав примитивной мантии PM (McDonough, Sun, 1995).

3.3 Изотопно-геохимические методы

Методика Sm-Nd геохронометрии. Sm-Nd системы вала пород и монофракций минералов (граната и клинопироксена) анализировались с применением метода изотопного разбавления (TIMS) для определения концентраций Sm и Nd (погрешность определения составляет $\pm 0.5\%$) на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в ИГГД РАН. Для проведения анализа были выделены с применением тяжелых жидкостей монофракции минералов.

Нередко в гранатах в виде включений находятся минералы с низким Sm/Nd отношением (апатит, монацит), присутствие которых значительно искажает результаты Sm-Nd датирования (Scherer et al., 2000). Поэтому, для селективного растворения возможных включений, имеющих низкое Sm/Nd отношение, для монофракций граната использовался метод сернокислотного

выщелачивания, который включает в себя обработку истертых в агатовой ступке кристаллов/зерен граната в течение 24-25 часов концентрированной (96%) H_2SO_4 при температуре 180°C (Anczkiewicz, Thirlwall, 2003). Применение данного метода для обработки гранатов позволяет значительно увеличить диапазон вариации отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и, значит, точность датирования. Построение изохрон, а также вычисление возраста исследованных образцов, параметров ϵNd (с точностью ± 0.5) производилось в программе Isoplot.

Методики U-Pb геохронометрии. Локальные геохронологические исследования циркона были проведены U-Pb методом на ионном микрозонде Cameca IMS-1280-HR (Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, Пекин); размер участка локального определения U-Pb возраста не превышал 20 мкм в диаметре. Выбор точек для проведения анализа предварительно осуществлялся посредством изучения зерен циркона в катодолюминесценции (CL) и отраженных электронах (BSE) на электронном микроскопе, а также – оптическим методом в проходящем свете. Препараты для исследования циркона на ионном зонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ), как и на ионном зонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИ РАН), представляют собой шайбы из эпоксидной смолы округлой формы (диаметр около 1 дюйма) с помещенными в них зернами циркона; при полировке шайб цирконы выводились на поверхность приблизительно на половину их толщины.

Методика исследования изотопного состава кислорода в цирконах. Изотопный состав кислорода исследован в тех же доменах циркона, где изучалась U-Pb система и распределение редких элементов, на ионном микрозонде Cameca IMS-1280 (Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, Пекин). После изотопно-геохимического исследования препарат с зернами циркона был переполитрован, чтобы удалить с поверхности циркона кислород от первичного пучка, привнесенный при предшествующем ионном зондировании. Первичный пучок Cs^+ определял размер анализируемой области в форме квадрата со стороной 10–15 мкм. Каждый анализ состоял из 20 циклов измерения при определении $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ отношения. Время измерения одной точки в среднем составляло 30 минут. Измеренные $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ были нормализованы на стандарт VSMOW ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0020052$). Инструментальное масс-фракционирование было скорректировано при помощи эталонных цирконов TEMORA 2 ($\delta^{18}\text{O} = 8.2\%$, (Black et al., 2004) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). В цирконе TEMORA 2 было проанализировано 12 точек, среднее значение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ составило 8.20 при стандартном отклонении 0.17, а в цирконе 91500 – 4 точки, среднее значение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ составило 10.01 при стандартном отклонении 0.14.

3.4 Выводы по главе 3

Применение целого комплекса современных прецизионных изотопно-геохимических методов, позволяющих достаточно точно определить редкоэлементный состав пород и минералов, а также возраст пород и изотопный состав кислорода в цирконе, позволило получить достаточно представительные аналитические данные для выявления особенностей эволюции состава пород и минералов в ходе высокобарического метаморфизма.

ГЛАВА 4 ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ПОРОД

4.1 Петрографическая характеристика исследуемых пород

В данном разделе приведена петрографическая характеристика пород из представительных обнажений исследуемых объектов.

Беломорский подвижный пояс

В качестве реперного объекта для эклогитов и ассоциирующих с ними пород островов Керетского архипелага Белого моря была выбрана будина на северном берегу острова Виченная Луда (Рисунок 4.1). В работе рассмотрены три основных типа пород: эклогиты из центра будины, гранатовые амфиболиты из зон гранатизации и амфиболиты из кайм амфиболизации.



Рисунок 4.1 – Фотографии будин метабазббро (эклогитов) острова Виченная Луда: а) крупная будина с каймой амфиболитов; б) прослой гранатовых амфиболитов в будине; в) оторочка амфиболита вокруг кварц-полевошпатового прожилка в будине; д) мелкая будина с каймой амфиболитов. Белыми кружками показаны точки отбора проб (Березин и др., 2020).

Обр. 707. Эклогит амфиболизированный.

Структура породы (Рисунок 4.2a) определяется наличием крупных субидiomорфных порфиробластов граната (до 0.5 мм в поперечнике) равномерно распределенными в породе (35 об. %). Матрикс породы сложен пироксен-плагиоклазовыми симплектитамии (10 об. %), по которым развивается амфибол, плеохроирующий в желтовато-зеленых тонах (40 об. %) и имеющий ориентировку согласно общей сланцеватости породы. В некоторых случаях амфибол на контакте с гранатом в шлифе приобретает бурую окраску. Совместно с амфиболом развиваются кварц-плагиоклазовые агрегаты (15 об. %).

Обр. 709. Гранатовый амфиболит.

Основная ткань породы представлена крупнозернистым (до 1–2 мм) агрегатом амфибола субидiomорфного облика, плеохроирующего в зеленоватых тонах, нередко с голубоватым оттенком, в который включены многочисленные мелкие зерна кварца ксеноморфного облика. Совместно с амфиболом развивается плагиоклаз, соответствующий олигоклазу, реже – клиноцоизит. Крайне редко в породе наблюдаются реликтовые участки, где видно, что амфибол-плагиоклазовые симплектиты замещают пироксен-плагиоклазовые. Присутствующие в породе порфиробласты граната (25 об. %) до 3–4 мм диаметром имеют “пористый” облик и с краевых частей корродируются, что устанавливается, в частности, по участкам амфибол-кварцевых реакционных кайм. Порфиробласты граната насыщены также включениями амфибола, кварца и нередко – кальцита.

Обр. 711. Амфиболит.

Крупнозернистая порода (Рисунок 4.2b) сложена преимущественно субидiomорфными зернами амфибола (65 об. %), плеохроирующего в темно-зеленых и реже в сине-зеленых тонах. Включения в амфиболе представлены мелкими, размером до 0.3 мм, зернами титанита, составляющего 1–2 об. % породы. Биотит (10 об. %) имеет ориентировку согласно общей сланцеватости породы и представлен крупными удлинненными зернами. Плагиоклаз и кварц (в сумме 25 об. %), при доминирующей роли последнего, имеют ксеноморфный облик и заполняют пространство между зернами амфибола. Местами встречаются мелкие зерна эпидота.

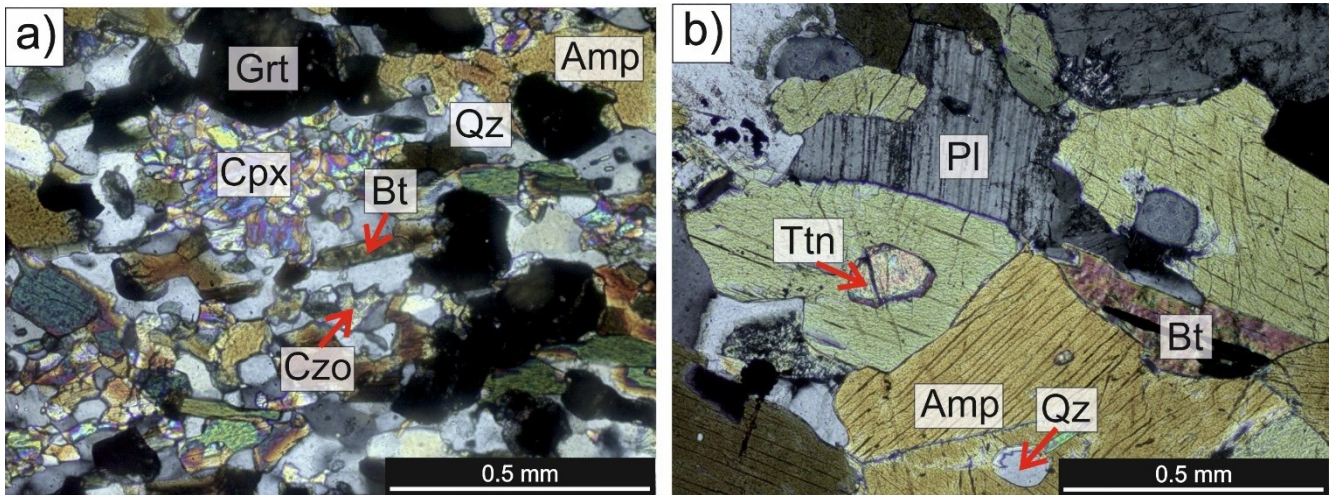


Рисунок 4.2 – Фото шлифов в скрещенных николях: а) амфиболизированного эклогита (обр. 707); б) амфиболита (обр. 711).

Западный гнейсовый регион

Наиболее представительные образцы для изучения петрографических особенностей пород ЗГР были отобраны нами в будинах на побережье фьорда Сорполлен (Sørpollen). Первая будина (обр. 1902-1904 в Приложении А) расположена в южной части, на самом окончании фьорда, в литературе её называют будиной Нибо (Smith и др., 1980). Вторая описанная здесь будина (обр. 1905-1906 в Приложении А; Рисунок 4.3) расположена вдоль дороги R618-01 (4 км) на восточном берегу фьорда, у геодезической метки. Различные типы пород отбирались по тому же принципу, что и из будин БПП.

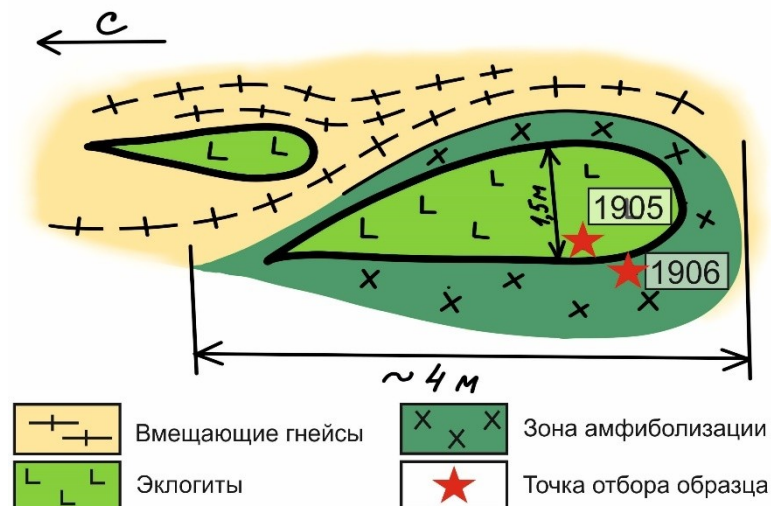


Рисунок 4.3 – Фото и схематичное изображение будины вдоль дороги R-618-01.

Обр. 1902. Эклогит (Рисунок 4.4а, b).

Матрикс породы сложен гипидиоморфными зёрнами омфацита (60 об. %) до 1.5 мм в поперечнике. Омфацит слегка плеохроирует в зеленых тонах, иногда в нём отмечается вторичная минерализация, развивающаяся по плоскостям спайности. Крупные, неправильной формы порфиробласты граната (от 1 до 4 мм в поперечнике; 40 об. %) нередко формируют линзовидные образования, определяющие директивность структуры породы. Единичные зёрна граната представлены так называемыми атоловыми гранатами. Зёрна гранатов характеризуются аномальными цветами интерференции, иногда в них обнаруживаются многочисленные, неориентированные включения рутила.

Обр. 1903. Гранатит (Рисунок 4.4с, d).

Облик породы определяется присутствием крупных порфиробластов граната (до 5-6 мм в поперечнике), слагающих около 60 об. % породы. Порфиробласты граната характеризуются значительным количеством включений плагиоклаза и амфибола, тяготеющих к центральным частям зёрен. Матрикс в основном сложен пироксен-плагиоклазовыми и амфибол-плагиоклазовыми симплектитам (около 25 об. %), в меньшей степени среднезернистыми клинопироксеном (до 0.5 мм в поперечнике; 15 об. %), амфиболом и биотитом (суммарно около 10 об. %). В целом порода своим обликом схожа с гранатовым амфиболитом из будины на острове Виченная Луда (обр. 709), описанным выше, но отличается большими содержаниями граната (около 60 об. % породы), что позволяет охарактеризовать её как гранатит.

Обр. 1904. Амфиболит (Рисунок 4.4е, f).

Порода характеризуется явно директивной структурой, определяющейся наличием линзовидных выделений более крупнозернистого амфибола (до 500 мкм в поперечнике) в мелкозернистой основной ткани породы, сложенной плеохроирующим в зеленых тонах амфиболом и плагиоклазом. Размер зёрен мелкозернистого амфибола и плагиоклаза составляет около 50-100 мкм. В линзовидных выделениях крупнозернистого амфибола встречаются единичные зёрна реликтового пироксена, а в основной ткани породы – редкие зёрна биотита.

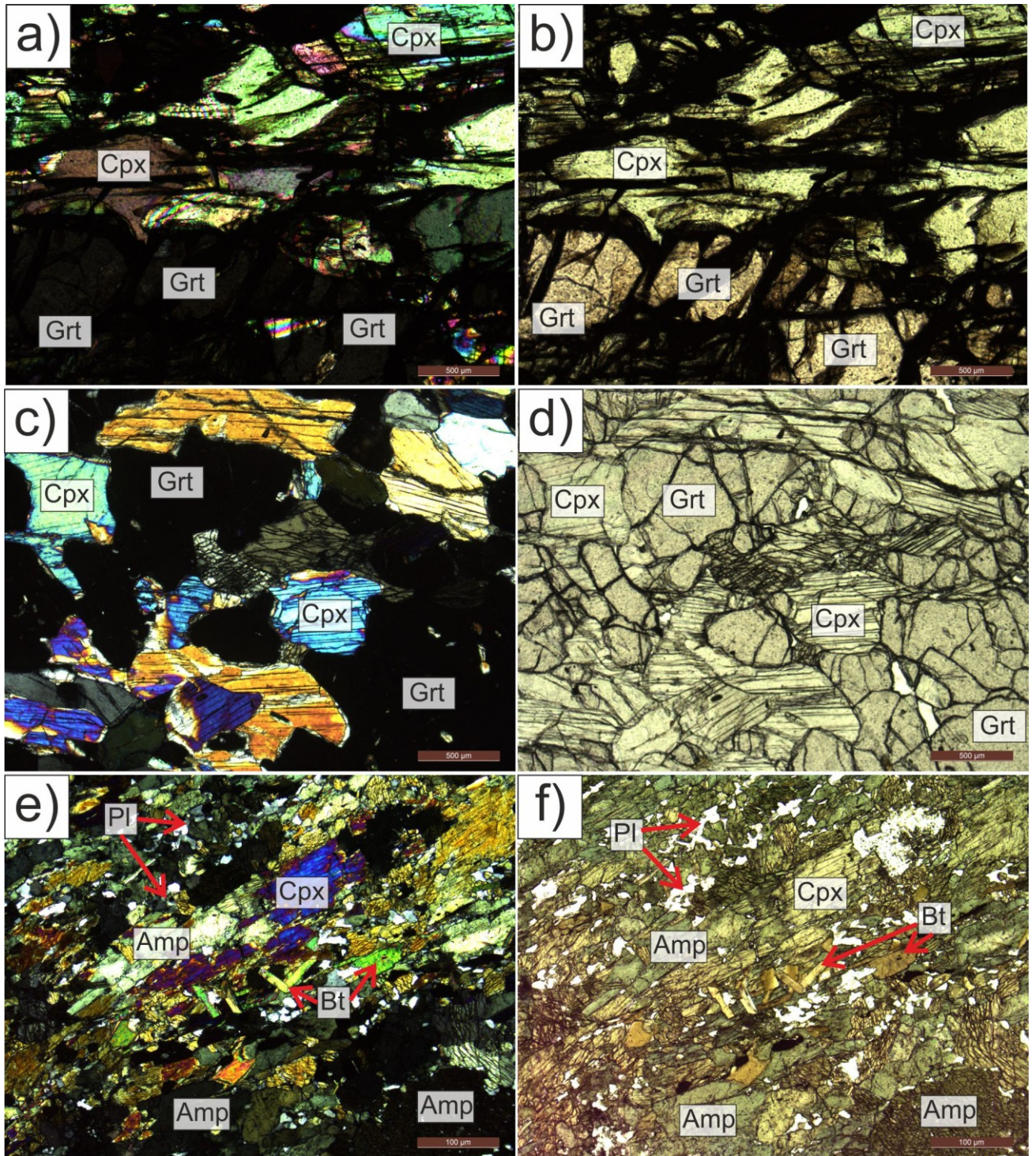


Рисунок 4.4 – Фото шлифов: а-в) эклогита (обр. 1902); с-д) гранатита (обр. 1903); е-ф) амфиболита (обр. 1904).

Обр. 1905. Амфиболизированный эклогит (Рисунок 4.5).

Текстура породы определяется наличием чередующихся полос шириной около 1 см, сложенных преимущественно крупнозернистым гранатом и кварцем (Рисунок 4.5а, б), и более тонких (около 0.5 мм) полос, сложенных в основном симплектитам пироксен-плагноклазового состава (Рисунок 4.5е, ф). В полосах второго типа встречаются крупные зерна реликтового

моноклинного пироксена, по которому в свою очередь развиваются симплектиты. Гранат (до 60 об. % породы) чаще всего представлен крупными (до 2-3 мм) порфиробластами и примерно того же размера атоллавыми зёрнами. Внутреннее пространство атоллавых гранатов бывает выполнено как крупными зёрнами омфацита, по которому могут развиваться пироксен-плаггиоклазовые симплектиты, так и более поздними минералами – амфиболом, кварцем. На контакте омфацита и граната развиваются реакционные пироксен-плаггиоклазовые симплектиты и амфиболовые каймы. В редких случаях зёрна граната по внешнему краю замещаются плеохроирующим в зелёных цветах «леопардовым» амфиболом с выделениями рудного минерала (ильменита) (Рисунок 4.5с, d).

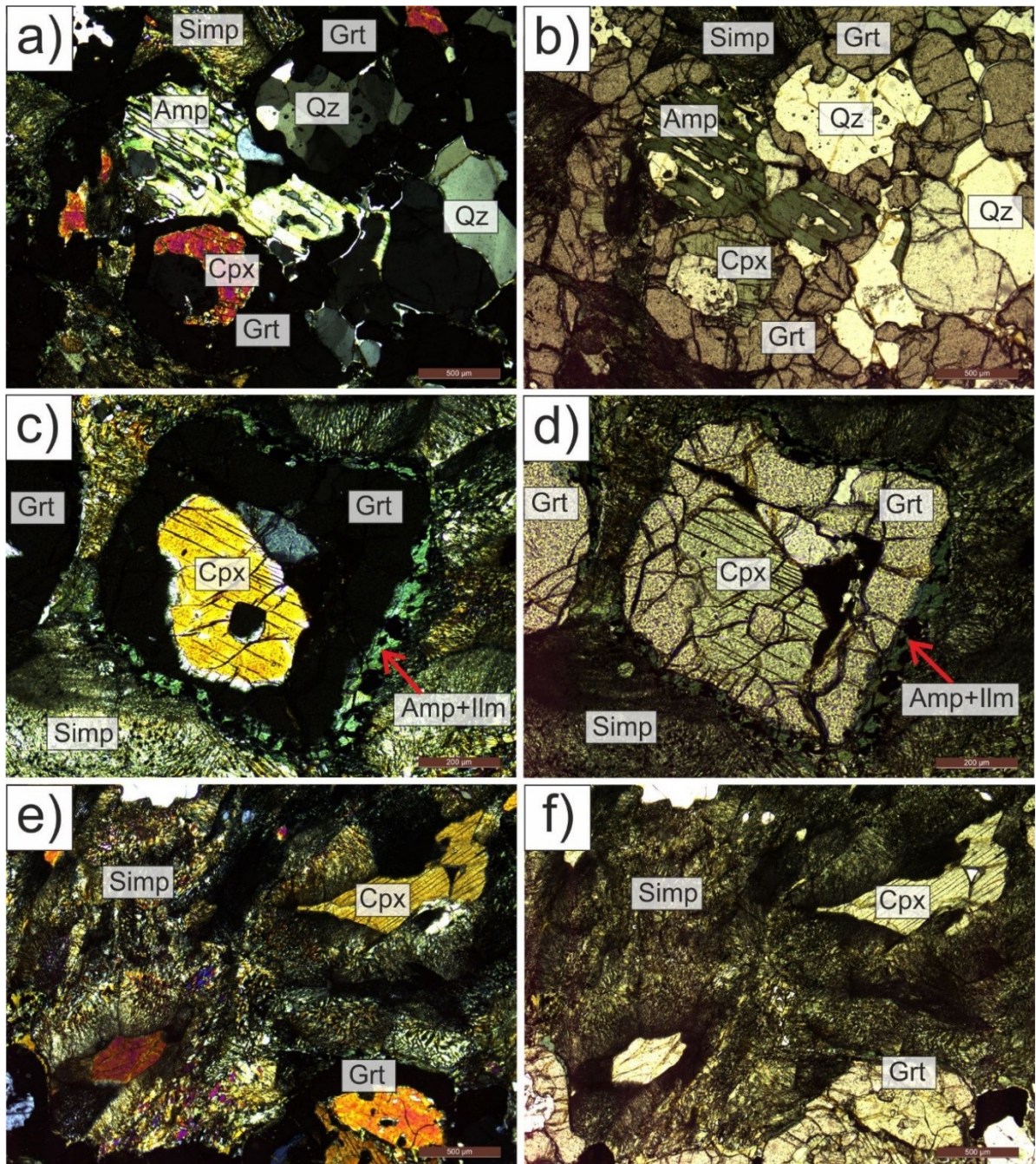


Рисунок 4.5 – Фото шлифа амфиболизованного эклогита (обр. 1905).

Обр. 1906. Амфиболит (Рисунок 4.6).

В амфиболите сохраняется полосчатая текстура амфиболитизированного эклогита (обр. 1905), по которому он развивается, определяемая наличием полос крупнозернистого (до 2 мм в поперечнике) пористого амфибола с большим количеством включений плагиоклаза и кварца (Рисунок 4.6а, б), и полос более мелкозернистого амфибола (50-100 мкм), гипидиоморфного биотита и плагиоклаза, выполняющего интерстиции между биотитом и амфиболом (Рисунок 4.6с, d). Вероятно, в данном случае можно говорить о двух генерациях амфибола, причём более поздней является мелкозернистый амфибол.

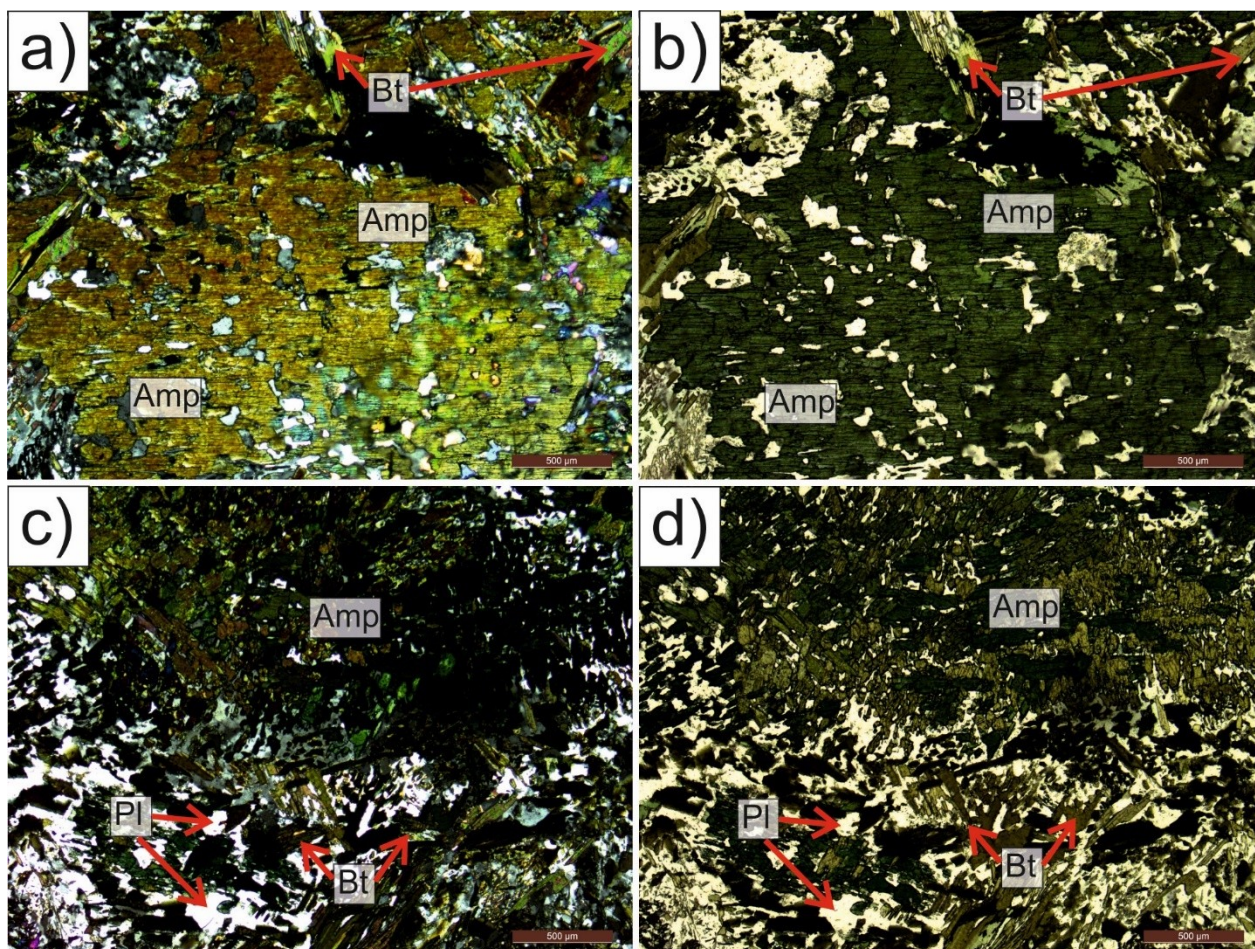


Рисунок 4.6 – Фото шлифа амфиболита (обр. 1906).

Комплекс Берген Аркс

В качестве эталонного обнажения комплекса Берген Аркс было выбрано обнажение на западном склоне горы Эльдсфьеллет (обр. 1806-1807). Эклогиты в этом регионе развиваются по сдвиговым зонам в гранулитах (метаанортозитах). В работе будет основным образом охарактеризован переход гранулитов в эклогиты, поэтому в данном разделе будут описаны эти два типа пород.

Обр. 1806. Гранулит.

Структура гранулитов порфириобластовая (Рисунок 4.7а, б). Основными породообразующими минералами этих пород являются гранат и плагиоклаз. Гранат образуют порфириобласты размером до 2 мм. Гранат в гранулитах нередко содержит крупные включения таких минералов как шпинель, плагиоклаз, корунд, флогопит, ильменит. В некоторых случаях зерна граната обрастают шпинель. Зерна шпинели имеют неправильную форму с размером до 100-200 мкм в поперечнике и густо окрашены в зеленый цвет. По периферии зерен граната развиваются минералы группы эпидота (клиноцоизит), а также биотит и плагиоклаз, причем плагиоклаз по своему составу соответствует плагиоклазу основной ткани породы. В некоторых случаях зерна гранатов замещены практически полностью. Плагиоклаз формирует гипидиморфные зерна размером до 1 мм и слагает основной матрикс.

Обр. 1807. Кианитсодержащий амфиболлизированный эклогит.

Порода характеризуется порфириобластовой структурой (Рисунок 4.7с, d), обусловленной наличием порфириобластов граната размером до 2-3 мм в поперечнике в мелкозернистом матриксе. Зёрна граната имеют ксеноморфный облик и практически не содержат никаких включений. Структуру породы можно охарактеризовать как директивную, что обусловлено направлением удлинения зёрен минералов матрикса. Матрикс сложен моноклинным пироксеном, амфиболом (амфибол преобладает над моноклинным пироксеном) и кианитом, кроме того, наблюдаются кварц-плагиоклазовые агрегаты, направление развития которых совпадает с линейностью породы. Размер зерен моноклинных пироксенов и амфиболов в среднем 150 мкм. Размер зерен плагиоклаза чаще примерно такой же, как и у амфиболов и моноклинных пироксенах, но в некоторых выделениях может достигать 1-2 мм. Помимо всего прочего, наблюдается распространение клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов. Мусковит формирует гипидиоморфные зерна размером до 300 мкм в основном матриксе. Изредка встречаются единичные зерна ромбического пироксена и апатита.

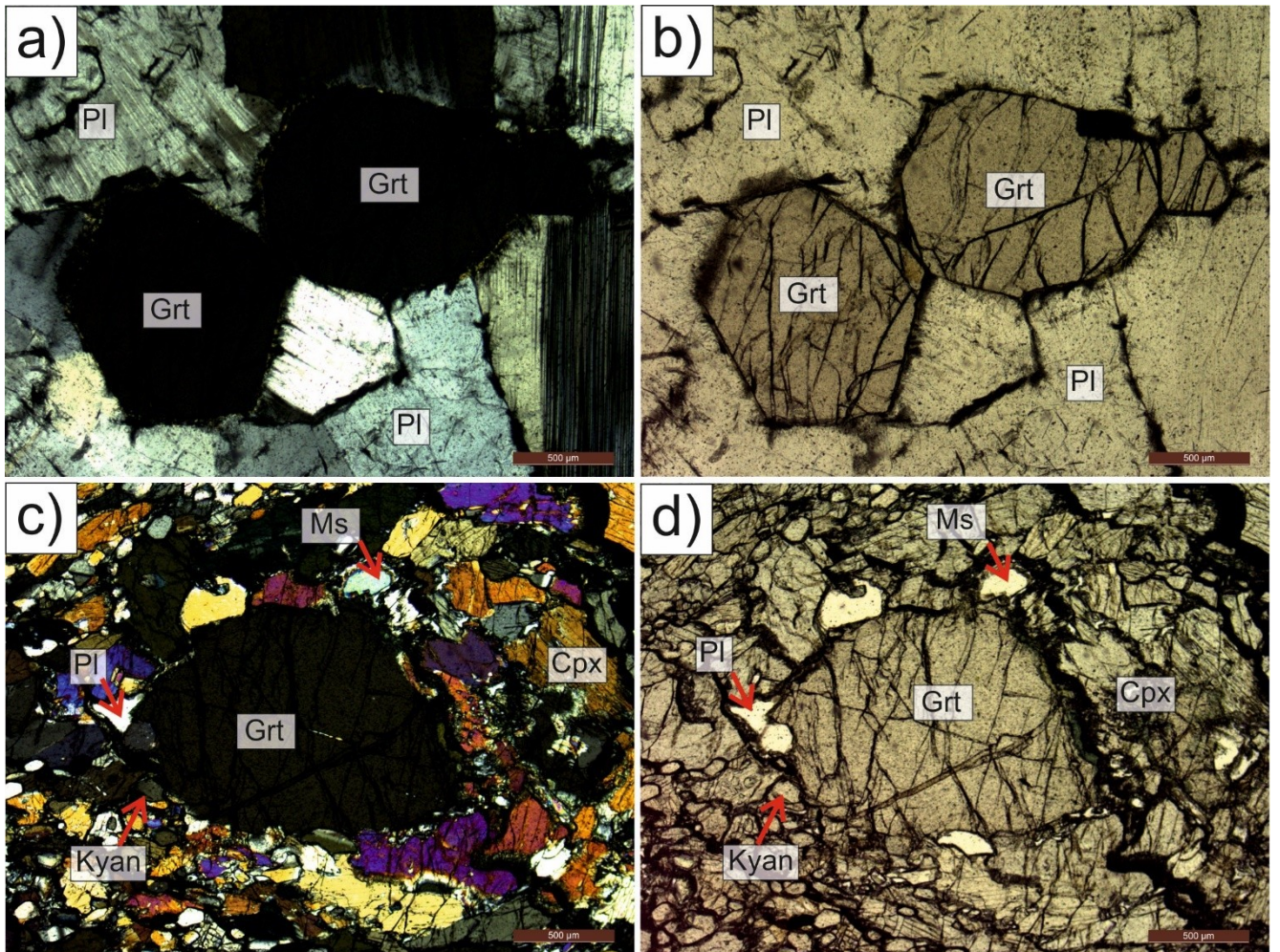


Рисунок 4.7 – Фото шлифов: а, б) гранулита (обр. 1806); с, д): эклогита (обр. 1807).

4.2 Характеристика химического состава пород

В данном разделе приведена петро- и геохимическая характеристика пород из представительных обнажений исследуемых объектов. Результаты анализов состава пород приведены в приложении Б.

Беломорский подвижный пояс

Для исследования были отобраны 36 проб пород из будин, разделенные на 3 группы в следующей последовательности образования: эклогиты и эклогитоподобные породы (метагаббро), гранатиты и амфиболиты из каймы амфиболитизации (Салимгараева, 2021а). Все исследованные породы по петрохимическим характеристикам относятся к группе низкоглиноземистых основных пород калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-4$). Магнезиальность исследуемых пород в пределах 0.30-0.47, за исключением пород из будины с острова Большая Илейка ($\text{Mg}\# = 0.65-0.66$). На АФМ-диаграмме (Рисунок 4.8) практически все пробы образуют единое поле: исключение составляют гранатиты, отличающиеся пониженным содержанием FeO^* , и породы о-ва Большая Илейка с повышенным содержанием MgO . Кроме

того, породы о-ва Большая Илейка обогащены Cr и Ni, что может указывать на более ультраосновный протолит, чем для пород будин других островов. По TAS-диаграмме (Рисунок 4.9) исследуемые породы практически полностью попадают в поле субщелочных габброидов, образуя компактное облако.

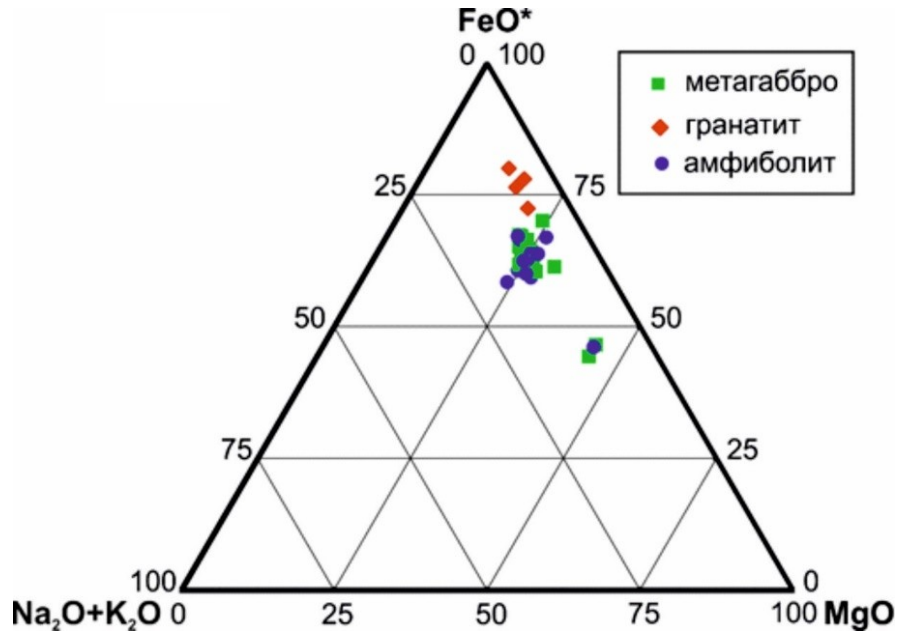


Рисунок 4.8 – AFM-диаграмма для метабазитов о-вов Керетского архипелага.

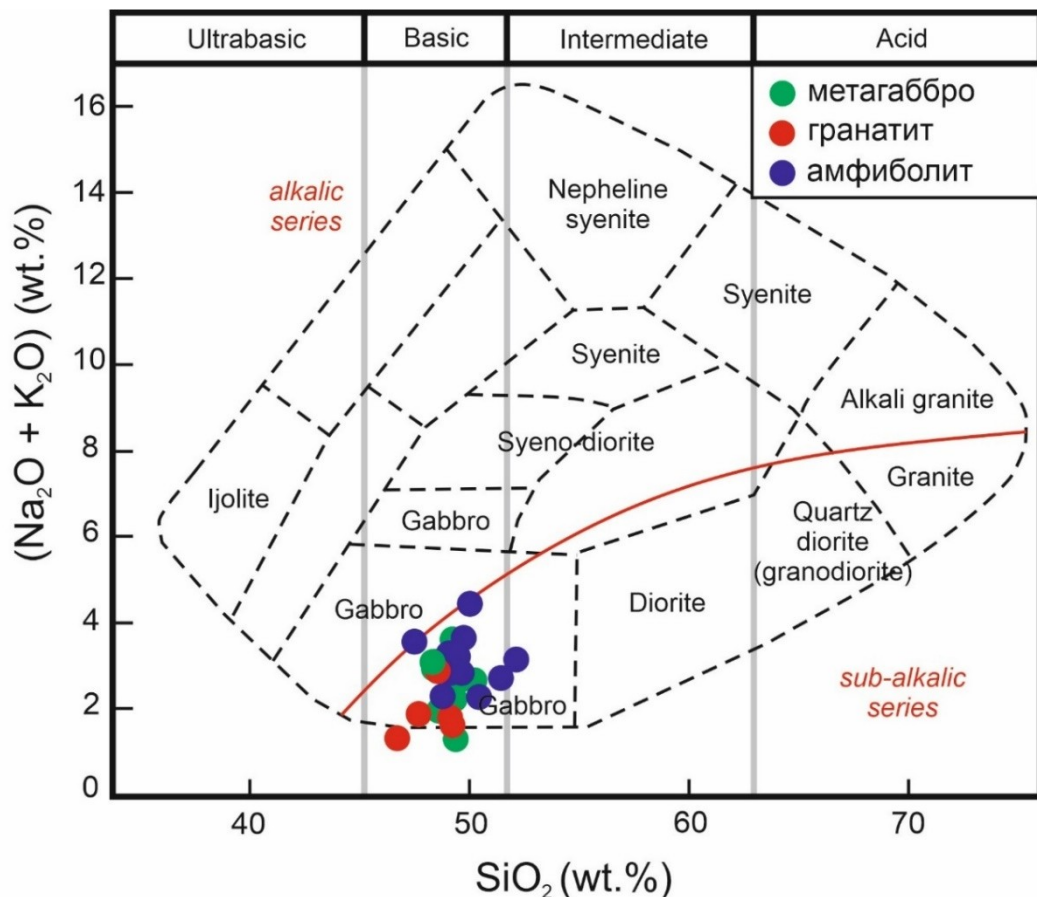


Рисунок 4.9 – TAS-диаграмма (Wilson, 1989) для метабазитов о-вов Керетского архипелага.

При расчете масс-баланса вещества было выявлено, что инертным компонентом в процессах преобразований эклогитов является SiO_2 , на основе которого был выполнен пересчет методом инертного компонента. Результаты расчета показали, что процессы формирования гранатовых амфиболитов из гранатовых прослоев для некоторых из будин (острова Сидоров и Кемьлуды) происходили с привносом TiO_2 (до 111 отн.%), Fe_2O_3^* (до 54 отн.%) и MnO (до 32 отн.%) и выносом относительно эклогитов MgO (до 42 отн.%), Na_2O (до 54 отн.%) и K_2O (до 100 отн.%). Процессы формирования амфиболитов отличаются значительным привносом только K_2O (до 268 отн.%) (Рисунок 4.10). Предполагается, что K привносился внешним флюидом из вмещающих пород (гранито-гнейсов). Существование этого флюида также подтверждается тем, что на контакте будин с вмещающими гнейсами нередко наблюдаются пегматоидные выделения, что особенно хорошо видно на примере будин острова Сидоров – именно для них установлены максимальные значения привноса-выноса различных элементов.

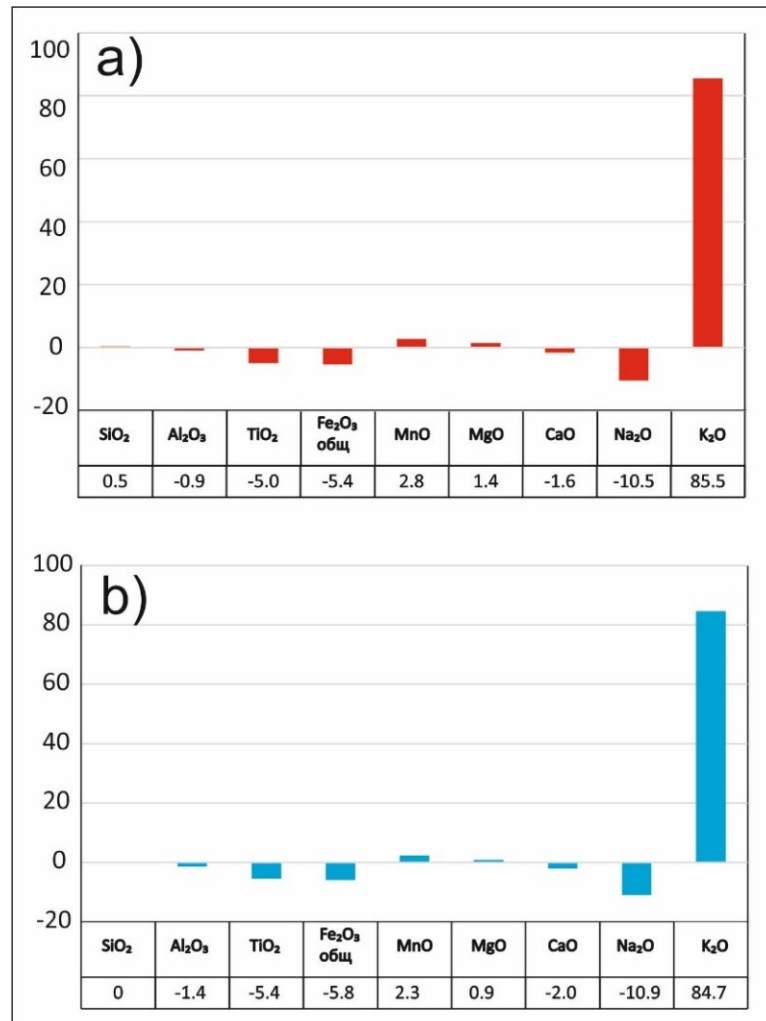


Рисунок 4.10 – Оценка мобильности главных элементов при амфиболизации эклогитов (обр.

707 и 711) по: а) методу Барта (Barth, 1948); б) по инертному компоненту (SiO_2)

Спектры распределения REE для всех пород, кроме отобранных на о-ве Кемьлуды, характеризуются слабой дифференциацией с понижением содержания от легких к тяжелым REE (Рисунок 4.11). Для пород о-ва Кемьлудский форма спектров отличается: они также слабо дифференцированы, но содержание REE повышается от легких к тяжелым REE. Суммарное содержание REE для большинства образцов варьирует слабо (от 85 до 120 ppm). Породы из будин о-вов Кемьлудский, Красная Губа и Большая Илейка характеризуются пониженным суммарным содержанием REE (от 21 до 52 ppm). В то же время, гранатовые амфиболиты чаще всего обогащены REE (суммарное содержание достигает 437 ppm) относительно эклогитов и амфиболитов.

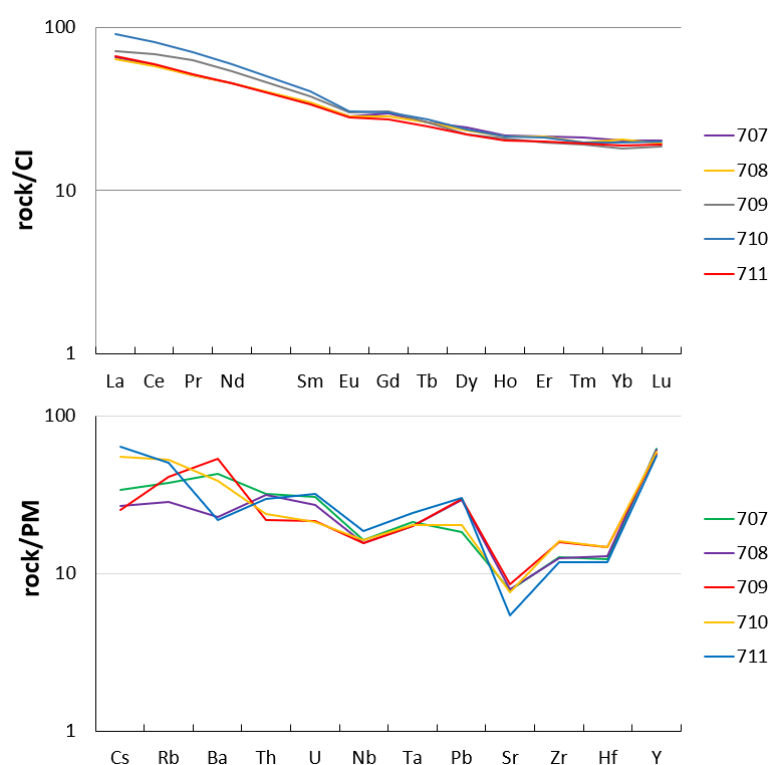


Рисунок 4.11 - Спектры REE и спайдер-диаграммы для метабазитов из будин БПП.

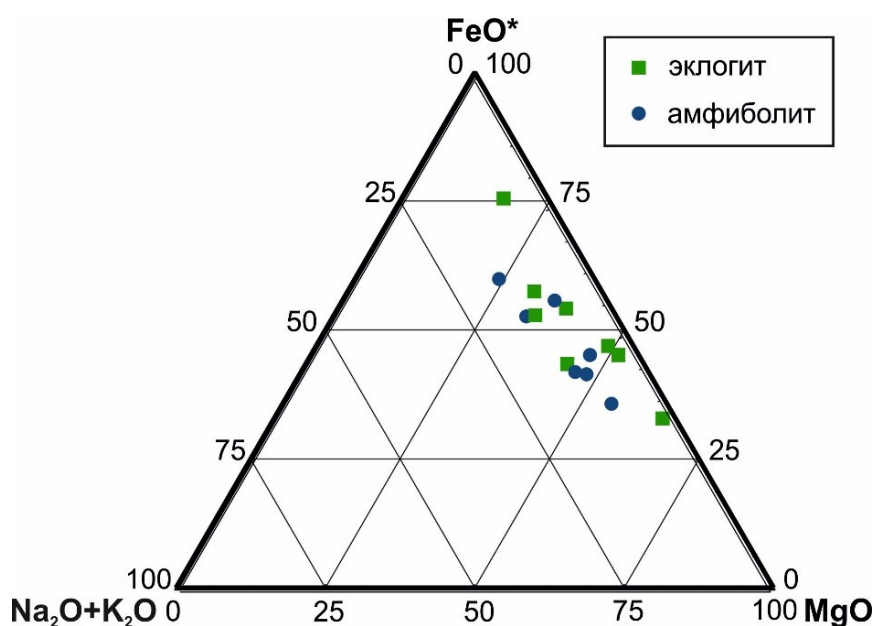
При рассмотрении перехода эклогитов в амфиболиты в пределах каждой отдельной будины не отмечается изменение состава пород ни по главным, ни по редкоземельным элементам, что отличает эклогиты Керетского архипелага от эклогитов Куру-Ваара, где преобразование эклогитов в апоэклогитовые амфиболиты происходило в условиях открытой системы с обогащением породы LREE, MREE, Rb, Ba, Th, Nb и обеднением Mg и Sr. Процессы гранатизации для двух объектов также отличались: гранатизация эклогитов Керетского архипелага протекала с обогащением Ti, Fe, Mn и REE и обеднением Mg, Na, K, а эклогитов Куру-Ваара – с обогащением породы Fe, Ti, V и обеднением Ni, Cr, Mg, Ba (Мельник, 2016). Так, процессы амфиболизации эклогитов Керетского архипелага отличаются ограниченной

мобильностью компонентов, а предшествовавшее им образование гранатовых амфиболитов происходило с привнесением всего спектра REE, Ti, Fe, Mn и выносом Mg, Na, K.

Западный гнейсовый регион

В ходе полевых работ было отобрано 15 проб пород из 7 будин: собственно эклогиты и развивающиеся по ним амфиболиты из кайм амфиболизации (Салимгараева, 2021а). По петрохимическим характеристикам исследуемые породы преимущественно относятся к основным низкоглиноземистым породам. На AFM-диаграмме (Рисунок 4.12) все изученные породы образуют единое облако, характеризующееся довольно значительным разбросом значений состава по Mg# (0.29-0.79) и формирующее тренд в направлении вершины F. По TAS-диаграмме (Рисунок 4.13) исследуемые породы практически полностью попадают в поле субщелочных габброидов, причём амфиболиты характеризуются пониженным относительно эклогитов суммарным содержанием щелочей.

Также как и для пород БПП по результатам расчетов методом Барта за инертный компонент был выбран SiO_2 . Расчет погрешности, вносимой неоднородностью породы, дал очень значительный разброс по таким компонентам как TiO_2 и K_2O (Рисунок 4.14). Это обусловлено тем, что содержание этих компонентов в породе относительно мало. Для TiO_2 главным концентратом в этих породах является аксессуарный рутил, его присутствие или отсутствие в породе вносит основной вклад в содержание TiO_2 в породе в целом, поэтому использовать TiO_2 для расчетов по инертному компоненту в данном случае (как это часто практикуется для данного метода) не рекомендуется.



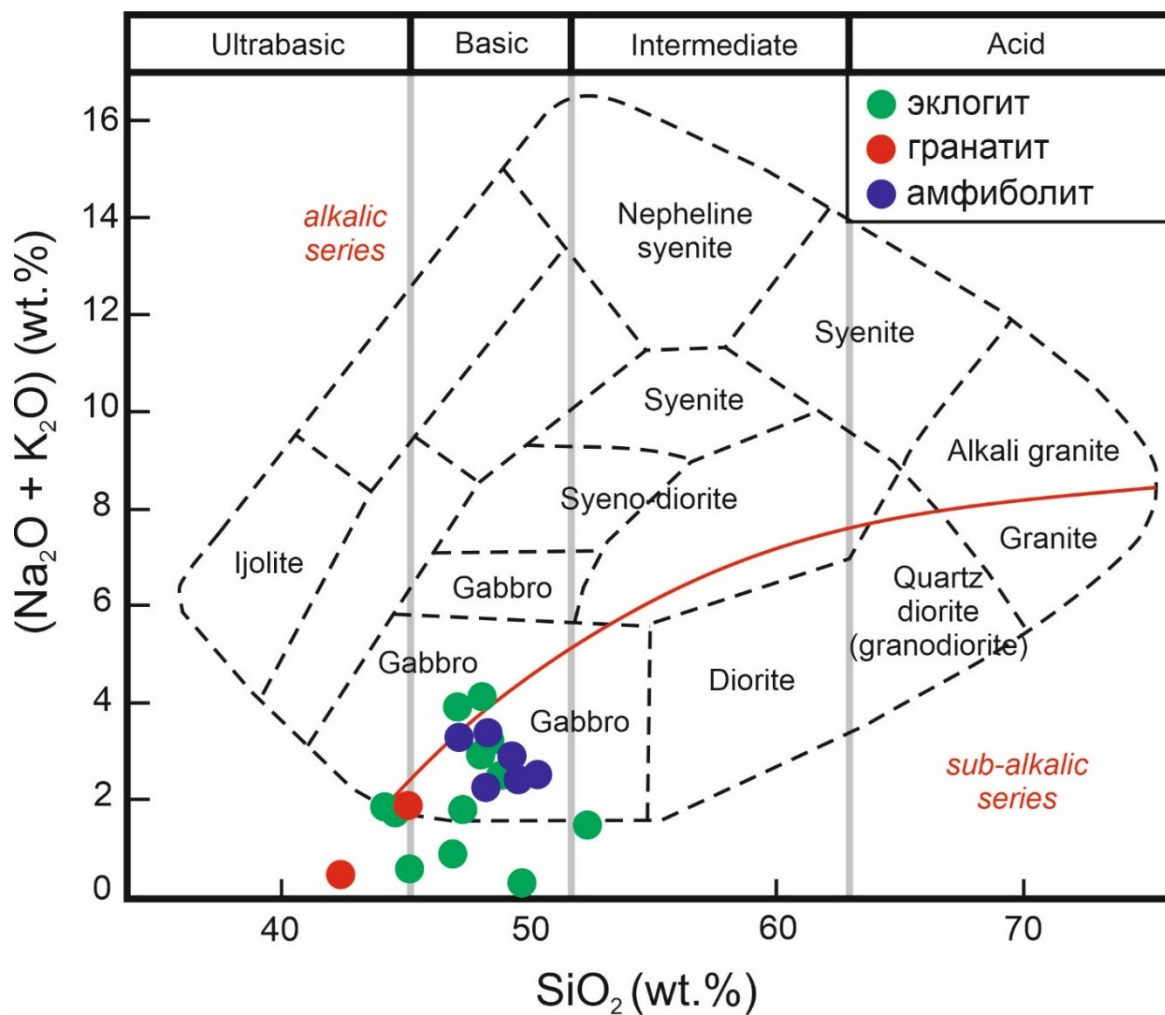


Рисунок 4.13 – TAS-диаграмма (Wilson, 1989) для метабазитов из будин ЗГР.

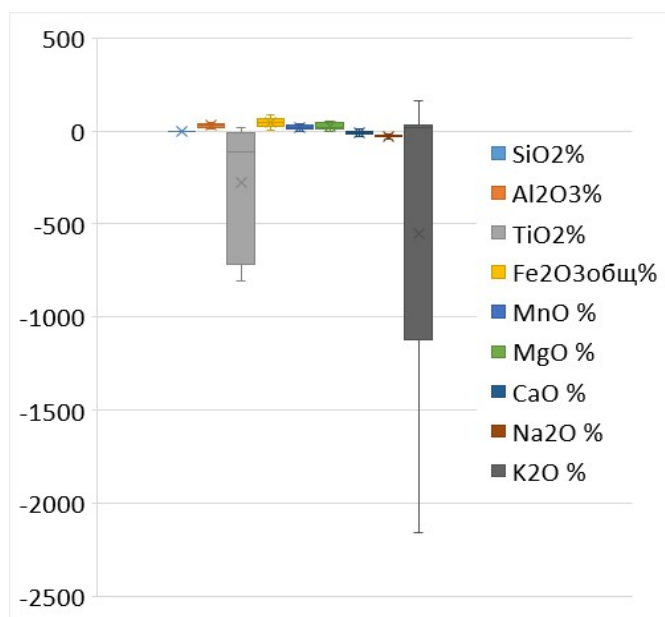


Рисунок 4.14 - Результаты оценки влияния погрешности, обусловленной зернистостью породы, на оценку мобильности главных элементов по инертному компоненту

Результаты расчета по инертному компоненту показали, что во всех изученных будинах в ходе амфиболизации эклогитов происходит привнос MgO и K_2O и вынос Na_2O (Рисунок 4.15). По редким элементам отмечается обогащение амфиболитов относительно эклогитов Rb. В большинстве случаев спектры REE (Рисунок 4.16) для эклогитов характеризуются пологой формой, реже – слабой дифференциацией с обеднением в области HREE (La_N/Lu_N достигает 8.5). Амфиболиты в свою очередь преимущественно обедняются LREE относительно эклогитов. Суммарное содержание REE понижается от эклогитов к амфиболитам примерно вдвое (разница достигает 80 ppm).

Так, амфиболизация эклогитов из будин WGR, в отличие от эклогитов БПП, происходит с обеднением амфиболитов LREE и Na и обогащением их Mg, K и Rb. Общей чертой для эклогитов ЗГР и БПП является обогащение пород K в ходе амфиболизации эклогитов.

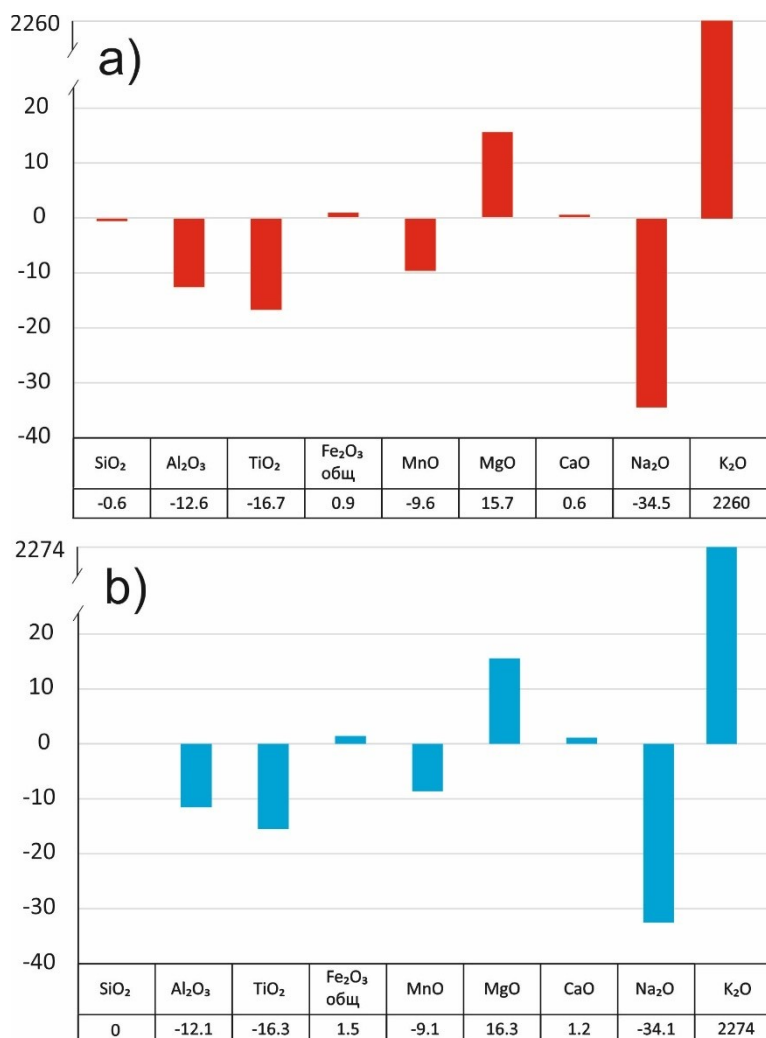


Рисунок 4.15 – Оценка мобильности главных элементов при амфиболизации эклогитов (обр. 1902 и 1904) по: а) методу Барта (Barth, 1948); б) по инертному компоненту (SiO_2)

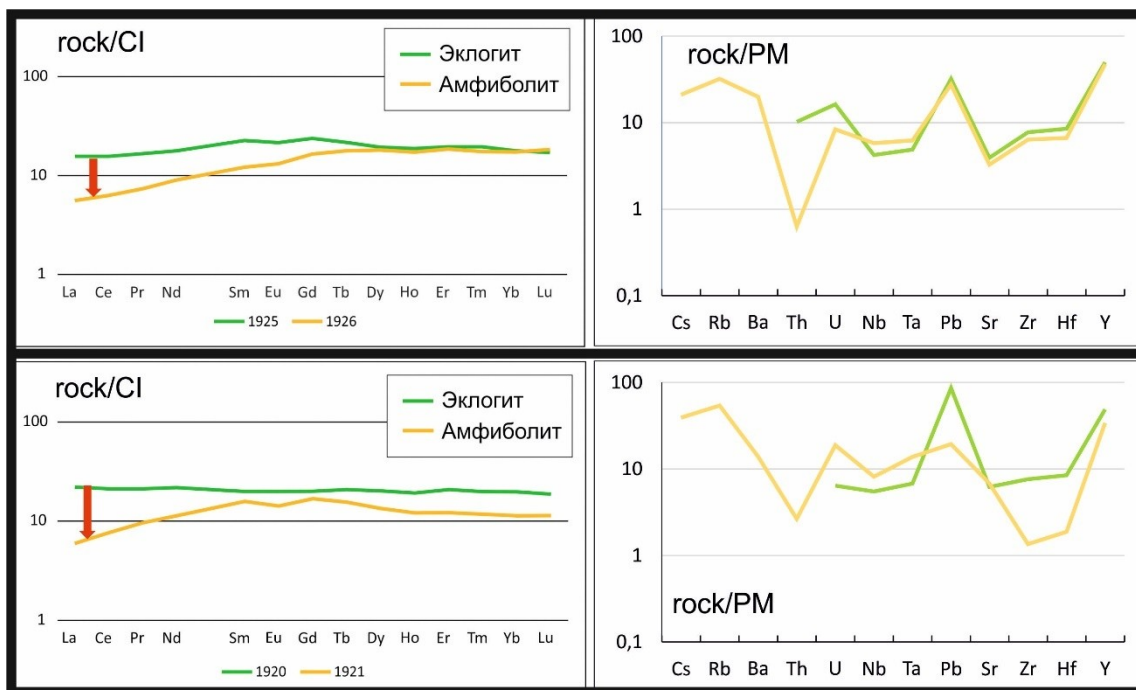


Рисунок 4.16 – Спектры REE и спайдер-диаграммы для метабазитов из будин ЗГР.

Берген Аркс

Для петрохимических исследований были отобраны результаты химических анализов 13 образцов, представляющих собой гранулиты (4 анализа), эклогиты (7 анализов), амфиболиты (2 анализа). По AFM-диаграмме (Рисунок 4.17) не наблюдается четко выраженных закономерностей в изменении состава пород, все исследуемые породы попадают в одно поле. По петрохимическим характеристикам исследованные породы относятся к высокоглиноземистым магнезиальным ($Mg\# > 0.55-0.65$) основным породам натриевой серии ($Na_2O/K_2O > 4$). На TAS-диаграмме (Рисунок 4.18) исследуемые породы образуют тренд, лежащий на границе между щелочной и субщелочной сериями (Салимгараева и др, 2019).

Результаты расчета по инертному компоненту показали, что эклогитизация гранулитов происходит с привнесом $Fe_2O_3^*$ (до 87 отн.%), MgO (до 139 отн.%), MnO (до 151 отн.%) (Рисунок 4.19).

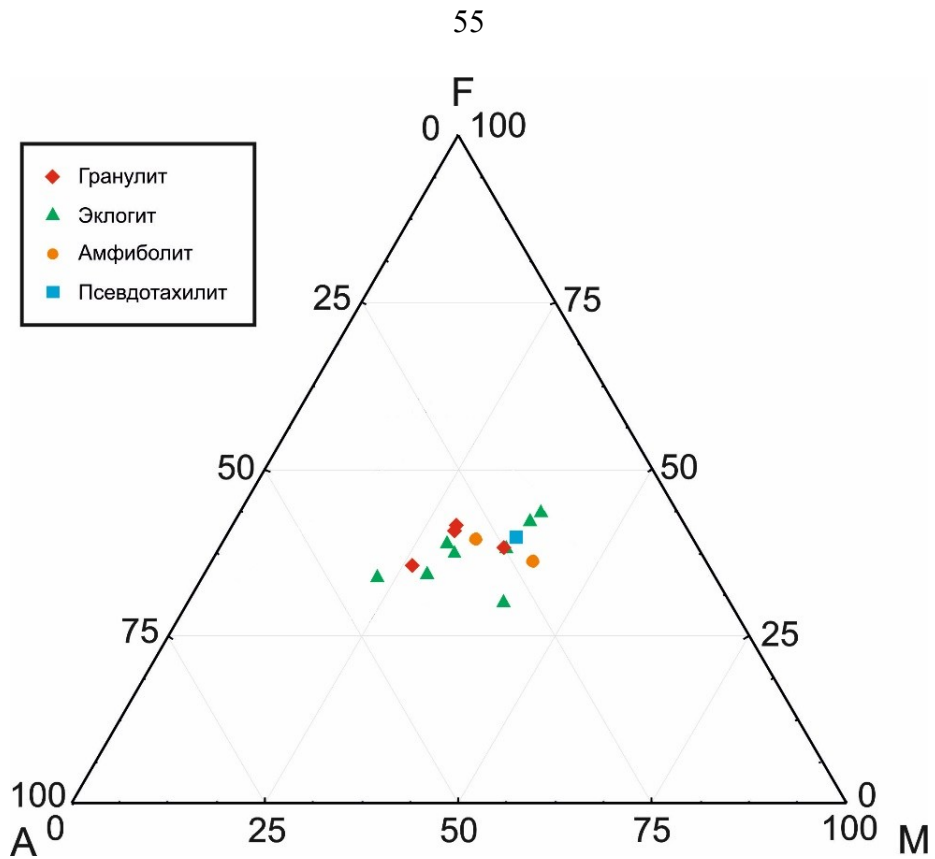


Рисунок 4.17 – AFM-диаграмма для пород комплекса Берген Аркс.

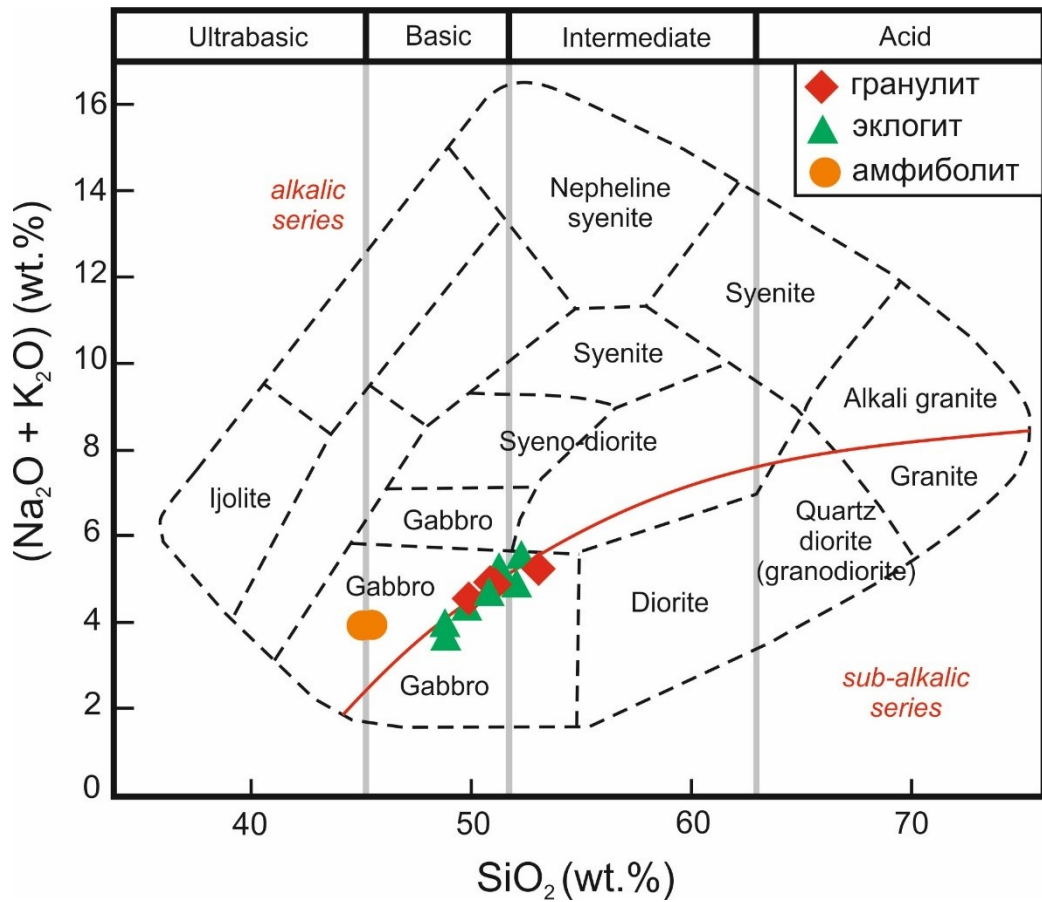


Рисунок 4.18 – TAS-диаграмма (Wilson, 1989) для пород комплекса Берген Аркс.

Спектры REE (Рисунок 4.20) для всех изученных пород имеют дифференцированный характер с пониженным содержанием HREE относительно LREE ($La_N/Lu_N \approx 5.7 - 34.4$). Наблюдается четко выраженная положительная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* \approx 2.4 - 9.8$), связанная с тем, что метаанортозиты преимущественно кальциевые, а Eu^{2+} изоморфно замещает Ca в минералах. Суммарное содержание REE колеблется от 7.4 от 18.4 ppm. По содержанию редких элементов также не наблюдается заметных различий в составах гранулитов и эклогитов. Исключение составляет одна проба гранулита (обр. 1801) – она характеризуется повышенным содержанием таких элементов как Zr, Cr и Ni.

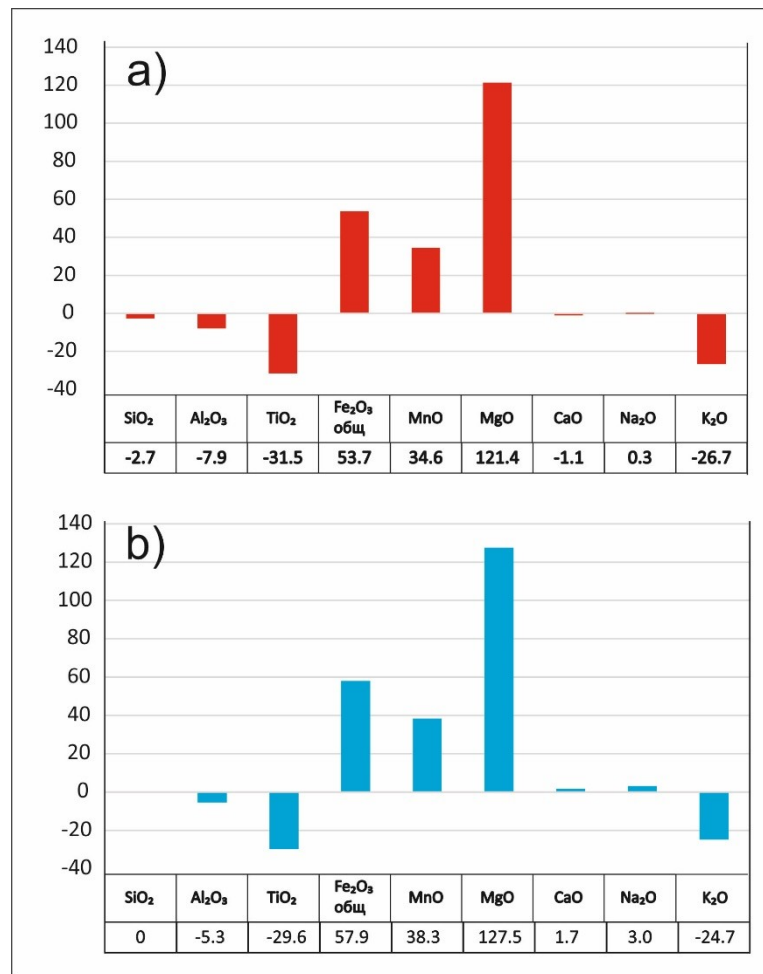


Рисунок 4.19 – Оценка мобильности главных элементов при эклогитизации гранулитов (обр. 1801 и 1802) по: а) методу Барта (Barth, 1948); б) по инертному компоненту (SiO₂).

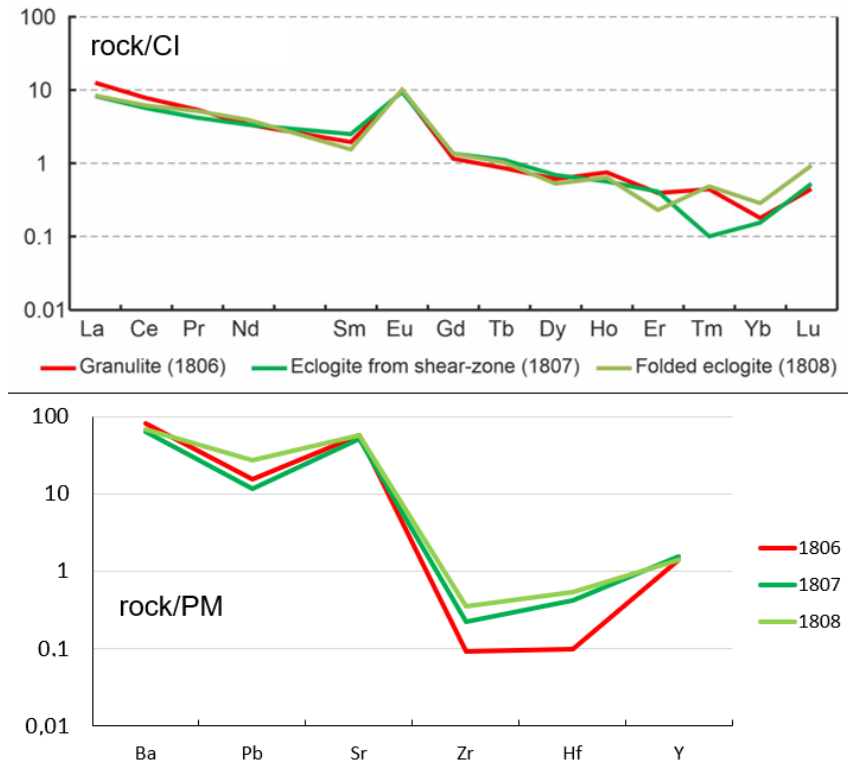


Рисунок 4.20 – Спектры REE и спайдер-диаграммы для пород комплекса Берген Аркс.

4.3 Выводы по главе 4

Метабазиты из будин Беломорского подвижного пояса на основании петрографических особенностей подразделяются на амфиболитизированные эклогиты, гранатовые амфиболиты и амфиболиты. По петрохимическим характеристикам породы из будин островов Керетского архипелага преимущественно относятся к железистым низкоглиноземистым основным породам. Исключение составляет будина с о-ва Большая Илейка с геохимическими маркерами (повышенные $Mg\#$ и содержание Cr, Ni), присущими более ультраосновному протолиту.

Для пород из будин Западного гнейсового региона выделяются схожие петрографические различия: эклогиты (в разной степени амфиболитизированные), гранатиты и амфиболиты. По петрохимическим характеристикам исследуемые породы ЗГР относятся к низкоглиноземистым основным породам с варьирующей магнезиальностью.

Исследуемые породы комплекса Берген Аркс характеризуются как гранулиты метаанортозитового состава и эклогиты, развивающиеся по гранулитам, относящимся к высокоглиноземистым магнезиальным основным породам.

Проведенная оценка масс-баланса вещества с учетом погрешности измерений показала, что **образование эклогитов и их последующие изменения происходят с разной степенью нарушения первичного химического состава пород: преобразование эклогитов в амфиболиты Западного гнейсового региона сопровождается привнесением Mg, K, Rb и**

выносом LREE, процессы амфиболитизации эклогитов Керетского архипелага субизохимичны, а эклогитизация гранулитов комплекса Берген Аркс сопровождается привносом Fe, Mn, Mg.

Наблюдаемые различия возможно объяснить вариациями флюидного режима (состав, степень его воздействия) при метаморфизме (что требует дальнейшего исследования).

ГЛАВА 5 ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

5.1 Беломорский подвижный пояс

Гранаты. Гранаты в изученных породах представлены порфиробластами разного размера: 100-300 мкм в эклогитах (Рисунок 5.1а) и 2-3 мм в гранат-амфиболовых прослоях (Рисунок 5.1б). Пойкилобласты гранатов из гранат-амфиболовых прослоев содержат большое количество включений, представленных чаще всего кварцем, иногда – плагиоклазом, титанитом, амфиболом и реже – кальцитом. Включения чаще тяготеют к центральным частям зёрен. Гранаты из эклогитов содержат значительно меньшее количество включений, которые могут быть представлены кварцем и рутилом. В гранатах обоих типов пород по трещинам развиваются такие минералы как эпидот, хлорит, калиевый полевой шпат.

Расчёт граната на минеральный состав показал следующее: содержание Alm в гранатах из эклогитов (обр. 707) составляет 59-62%, Grs – 25-33%, Prp – 8-13%. Для гранатов из гранат-амфиболовых прослоев (обр. 709) характерно несколько повышенное содержание Grs и пониженное – Alm и Prp (Рисунок 5.1д). Содержание Sps в обоих случаях незначительное и варьирует в пределах одного процента, за исключением точки 8 в обр. 709, в которой Sps составляет 7.8% (Таблица 5.1).

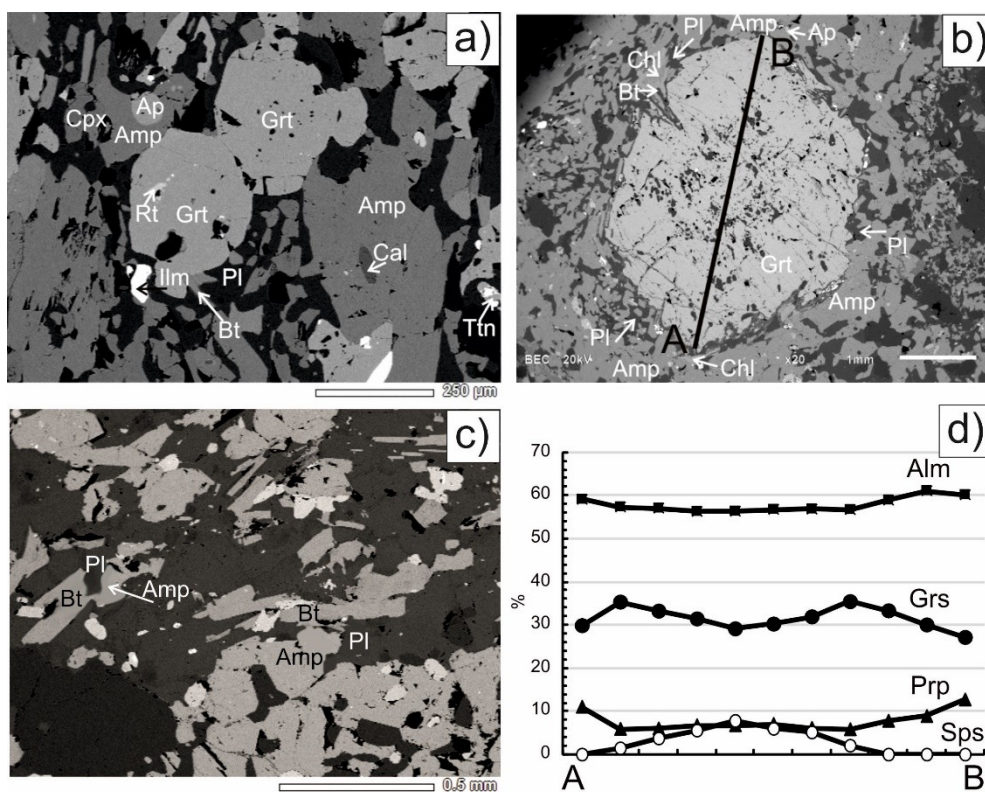


Рисунок 5.1 – BSE-изображения: а) эклогита (обр. 707); б) гранатового амфиболита (обр. 709); в) амфиболита (обр. 711). д) Зональность в гранатах из гранатовых амфиболитов по главным элементам.

Таблица 5.1 – Представительные анализы гранатов из пород будины о-ва Виченная Луда.

Компоненты	Эклогит				Гранатовый амфиболит			
	707-25	707-26	707-18	707-19	709-4	709-1	709-8	709-5
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
SiO ₂	38.3	36.9	37.6	38.2	38.2	38.2	37.6	38.1
TiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.5	22.4	21.9	21.7	21.9	21.6	21.4	22.6
FeO	26.5	28.5	26.7	27.8	25.9	26.8	25.5	27.0
MnO	0.40	0.15	0.42	0.23	0.37	0.00	3.48	0.01
MgO	2.19	3.30	1.95	3.23	1.74	2.82	1.72	2.79
CaO	11.2	8.79	11.4	8.80	11.8	10.6	10.3	9.36
Сумма	99.9	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
<i>Alm</i>	58.76	60.80	58.73	61.71	58.15	59.09	56.07	61.45
<i>Prp</i>	8.65	13.33	7.73	12.77	6.96	11.07	6.82	11.29
<i>Grs</i>	31.69	25.52	32.60	25.01	34.05	29.84	29.28	27.23
<i>Sps</i>	0.90	0.34	0.95	0.52	0.84	0.00	7.84	0.02
La	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Ce	0.08	0.13	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.09
Pr	0.01	0.03	0.01	0.01	n.d.	0.01	n.d.	0.02
Nd	0.16	0.45	0.33	0.50	0.03	0.12	0.14	0.12
Sm	0.58	1.47	0.66	2.79	0.09	0.41	0.08	0.37
Eu	0.88	0.86	0.84	2.60	0.04	0.46	0.06	0.55
Gd	5.08	5.19	3.47	19.1	0.87	4.56	0.80	4.58
Dy	15.8	14.3	8.53	25.0	3.59	14.2	5.46	15.6
Er	15.2	20.7	7.88	14.2	6.09	11.4	10.9	9.44
Yb	16.7	35.9	11.0	13.6	11.2	10.1	17.6	7.40
Lu	2.08	4.89	1.39	2.29	1.76	1.32	2.87	1.03
Ti	1080	178	773	359	1149	759	1291	814
V	73.5	105	31.9	88.3	202	106	306	121
Cr	27.0	118	15.8	39.0	184	77.8	16.2	50.3
Sr	0.55	0.38	0.37	0.19	0.20	0.24	0.25	0.25
Y	129	144	69.7	123	41.3	92.2	69.1	92.7
Zr	7.27	1.21	8.50	1.84	3.75	4.84	2.66	3.75
Nb	0.07	0.02	0.11	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02
Ba	0.95	0.50	0.07	0.10	0.17	0.18	0.66	0.29
Hf	6.07	5.92	2.80	8.95	1.32	4.18	1.55	4.36
REE	56.6	83.9	34.2	80.1	23.7	42.6	37.9	39.2
LREE	0.27	0.64	0.43	0.56	0.07	0.17	0.18	0.26
HREE	54.9	81.0	32.3	74.2	23.5	41.5	37.6	38.0
Sm/Nd	3.70	3.25	1.99	5.62	2.96	3.51	0.57	3.02
Lu/Hf	0.34	0.83	0.50	0.26	1.33	0.31	1.85	0.24

Примечание: состав по главным элементам (SEM-EDS) приведен в мас. %, по редким и редкоземельным элементам (SIMS) - в ppm.

Гранаты из эклогитов имеют зональность, проявляющуюся в уменьшении содержания Grs (на 6-7%) и увеличении – Prp (на 4-5%) и Alm (на 2-3%) от центра к краю зёрен (Таблица 5.1). Для гранатов из гранат-амфиболовых прослоев характерно проявление более сложной зональности, выражающейся в увеличении содержания Grs в центральной части от 30 до 33-35% и понижении Grs в краевой части зёрен до 27-30% (Рисунок 5.1). Содержание Prp слабо варьирует в центральной части зерен в пределах 6-7% и увеличивается до 11-13% только в краевой части. Содержание Alm положительно коррелируется с содержанием Prp, увеличиваясь от 57% в центральной части до 59-60% в краевой части зерен. Наиболее контрастно проградная зональность в гранатах из гранат-амфиболовых прослоев в эклогитах проявлена по Sps, содержание которого в центральной части зерен составляет около 6-8% и уменьшается к краю до минимума, образуя характерный горбообразный профиль (Рисунок 5.1d).

Установленная проградная зональность с повышением Prp и понижением Sps компонента в краевой части зерен граната как из эклогитов, так и из гранат-амфиболовых прослоев, свидетельствует о его росте при прогрессивном метаморфизме в случае для эклогитов, и сохранении характера зональности граната при регрессивном метаморфизме для гранат-амфиболовых прослоев. Обогащенные пироповым компонентом краевые части зерен граната отвечают пику температурных условий. Изменение зональности в отношении Grs между центральной и краевой частями граната из гранат-амфиболовых прослоев (Рисунок 5) может быть связано с минеральными реакциями с участием Са-содержащих минералов (например, титанита, плагиоклаза, роговой обманки) при прогрессивном росте граната и отсутствием диффузионного выравнивания при ретроградном метаморфизме, проявленном в образовании каймы амфиболитов вокруг будины эклогитов.

При изучении характера распределения редких элементов в гранатах из эклогитов и гранат-амфиболовых прослоев было установлено, что во всех исследованных гранатах присутствуют контрастные отличия в составе центральных и краевых частей зерен. Анализ поведения REE в гранатах показал, что в целом спектры распределения REE соответствуют типовым, установленным для высококальциевых метаморфических гранатов (Скублов, 2005): с резко выраженной дифференциацией от легких к тяжелым REE с обогащением спектра в области HREE до 100 хондритовых отношений. Отрицательная Eu-аномалия при этом отсутствует.

В гранатах из эклогитов выделяется один из спектров распределения в краевой части (точка 707-19). Он отличается повышенным содержанием MREE (Sm и Eu) и ряда HREE (Gd и Dy), а также отрицательным (уменьшением нормированного на хондрит содержания по мере увеличения атомного номера) наклоном спектра в области HREE. По этой причине спектра распределения REE для точки 707-19 приобретает характерный горбообразный профиль с

выпуклым вверх видом спектра. В гранатах из гранат-амфиболовых прослоев в эклогитах обе проанализированные краевые зоны отличаются от центральных частей зерен горбообразным профилем распределения REE, в деталях совпадающим для различных зерен граната, и отрицательным наклоном спектра распределения HREE (Рисунок 5.2).

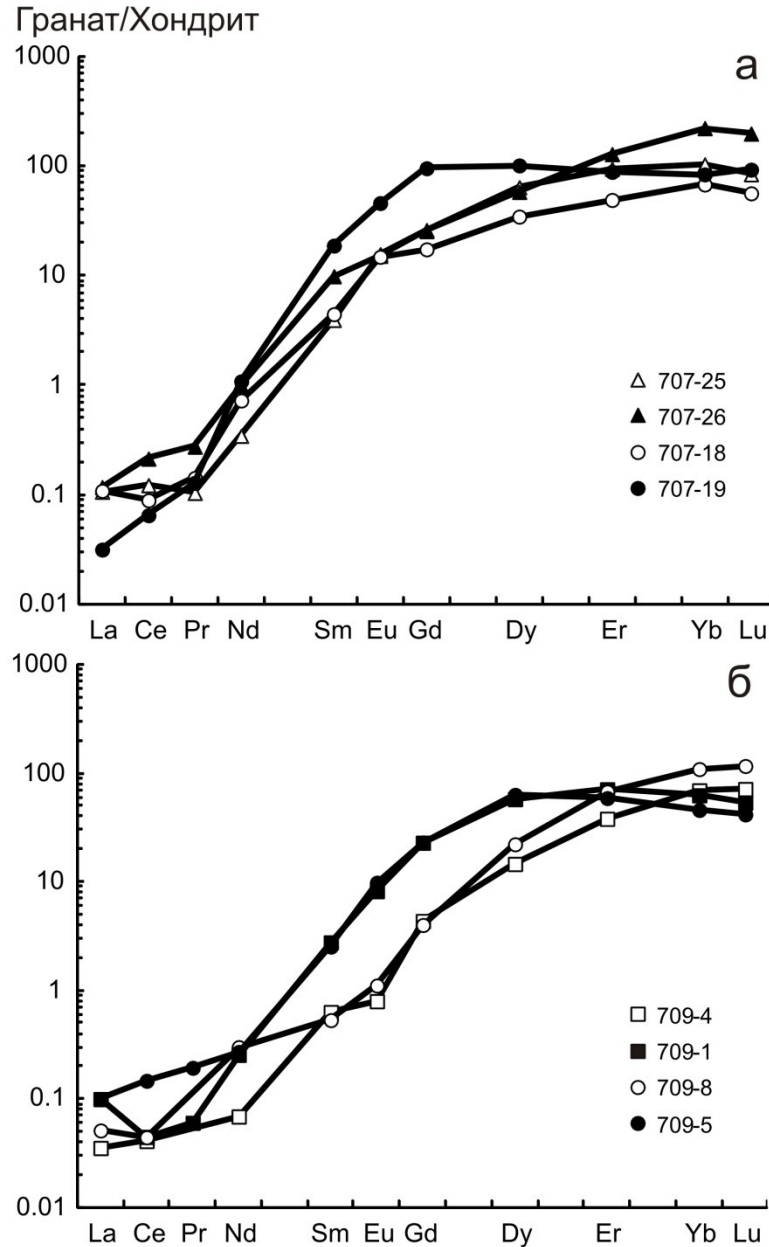


Рисунок 5.2 – Спектры REE для гранатов из: а) эклогитов; б) гранатовых амфиболитов.

Аналогичные типы спектров были установлены в гранатах с проградной зональностью из эклогитов Атбашинского хребта, Южный Тянь-Шань (Волкова и др., 2014). Появление выпуклых вверх видов спектра в области MREE авторы связывают с равновесной кристаллизацией соответствующих доменов граната с омфацитом. В тоже время, обогащение гранатов из эклогитов комплекса Церматт–Саас-Фе в Альпах Lu, Yb, Tm ± Er в центральной

части и Sm, Eu, Gd, Tb \pm Dy в краевой части зерен авторы склонны объяснять не Рэллеевским фракционированием, сопровождаемым реакциями распада сосуществующих с гранатом минералов, а как результат диффузионного перераспределения REE, при котором поглощение гранатом REE ограничено их диффузией в матрице породы (Skora et al., 2006).

В гранатах из эклогитов и гранат-амфиболовых прослоев также наблюдается зональность и в отношении редких элементов. При сравнении составов центральной и краевой части зёрен гранатов для обоих типов пород отмечается заметное повышение в краевой части содержания Y (до полутора-двух раз) и умеренное для Hf. Распределение Y в рассматриваемых гранатах ожидаемо коррелируется с геохимически близкими ему элементами – Er и Yb, составляющими основной бюджет HREE. Для низкокальциевых гранатов из метапелитов зональность с повышением содержания Y и HREE указывает на понижение температуры метаморфизма в процессе кристаллизации граната (Скублов, Другова, 2002, 2004; Pyle, Spear, 2003). В рассматриваемых в настоящей работе гранатах наблюдается заметное увеличение содержания пиропового минала и понижение спессартинового компонента от центра к краю зерен, что отвечает проградной зональности, т.е. увеличению температуры метаморфизма. Поэтому рост содержания Y и HREE в высококальциевых гранатах, по крайней мере, из эклогитов и сходных пород, не следует использовать как качественный критерий понижения температуры метаморфизма.

Содержание Ti в гранатах из эклогитов может понижаться к краю зерна более чем в пять раз, в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов – не более чем в полтора раза. Распределение V и Cr хорошо коррелируется между собой: в гранатах из эклогитов содержание этих элементов увеличивается к краю в 2-3 раза, а в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов оно в основном уменьшается от центра к краю зерен. Распределение Zr также подчеркивает отличия в составе гранатов из эклогитов и из прослоев гранатовых амфиболитов – в эклогитах Zr уменьшается к краю от 7-8 ppm до 1-2 ppm, в прослоях гранатовых амфиболитов содержание Zr незначительно увеличивается. Распределение Hf коррелируется с поведением Zr, но только в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов.

Моноклинные пироксены. Моноклинные пироксены в эклогитах (обр. 707) представлены мелкими (в среднем 30-50 мкм в поперечнике) зернами в составе пироксен-плаггиоклаз-амфиболовых симплектитов. Расчет компонентного состава, согласно общепринятой классификации пироксенов (Morimoto, 1988), показал, что моноклинные пироксены из эклогитов пород относятся к Ca-Mg-Fe типу и являются диопсид-авгитами. Содержание жадеитового компонента достигает до 17%, что формально не позволяет отнести моноклинные пироксены к «настоящим» омфацитам, для которых оно по классификации должно быть не менее 20% (Morimoto, 1988). При этом в (Banno, Yamasaki, 1971) показано, что

для некоторых эклогитов из классических объектов содержание жадеитового компонента в пироксенах менее 20%, что даёт основание отнести исследуемые пироксены к омфациту.

Распределение REE в моноклинных пироксенах из эклогитов (обр. 707) характеризуется слабо дифференцированным спектром с понижением содержания от легких к тяжелым REE (Рисунок 5.3). Наличие такого наклона спектра связано с присутствием в парагенезисе гранатов – типичных концентраторов HREE. При определенном подобии формы спектров суммарное содержание REE в точках анализа варьирует от 2 до 40 ppm (Таблица 3). Отличительной особенностью самого бедного в отношении REE моноклинного пироксена является четко выраженная положительная Eu-аномалия. На основе исследования редкоэлементного состава омфацита из эклогитов в составе нюрндукуанского комплекса Северо-Западного Прибайкалья (Другова, Скублов, 2004; Скублов, Другова, 2004) и лигурийских офиолитов (Tribuzio et al., 1996) ранее было показано, что такой характер спектра с истощением REE до хондритового уровня и положительной Eu-аномалией является типичным для омфацитов из эклогитов, а наличие Eu-аномалии может свидетельствовать о кристаллизации в отсутствие плагиоклаза. Вполне вероятно, что спектр REE в точке анализа 707-24 является «реликтовым», сохранившимся от пика эклогитового метаморфизма, поскольку состав в этой точке по главным элементам не отвечает омфациту (Jd равен 9.4%). Такая ситуация возможна, если учесть гораздо меньшие скорости диффузии для трехвалентных REE по сравнению с двухвалентными катионами в составе моноклинного пироксена.

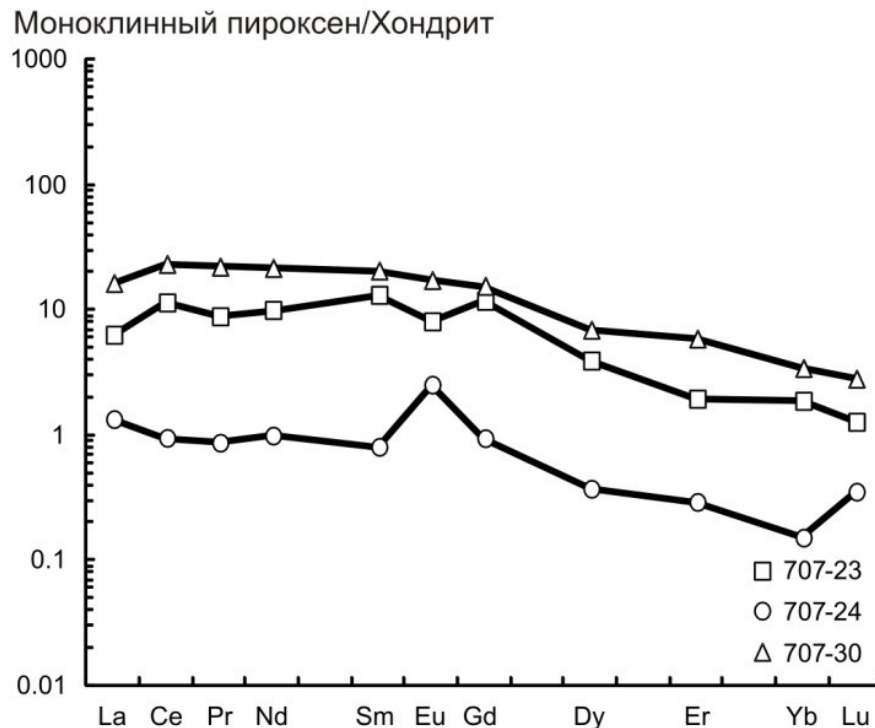


Рисунок 5.3 – Спектры распределения REE для пироксенов из эклогитов (обр. 707)

Помимо обедненности REE, в моноклинном пироксене из эклогита (точка анализа 707-24) установлено пониженное, по сравнению с другими моноклинными пироксенами, содержание Ti, V, Cr, Y, Zr, Hf. Возможно предположить, что при пиковых условиях эклогитового метаморфизма эти элементы были перераспределены в состав рутила, титанита, граната и циркона, которые в последствие, при понижении давления, распались.

Амфиболы. В изученных породах можно выделить две генерации амфиболов: мелкозернистый амфибол в составе уже описанных выше симплектитов в эклогитах (обр. 707) и крупнозернистый (до 300 мкм в поперечнике) гипидиоморфный амфибол, наблюдающийся в разных количествах во всех типах описанных пород, но преобладающий в амфиболитах каймы (обр. 711). По классификации (Leake et al., 1997) все изученные амфиболы относятся к Са-амфиболам ряда эденит-ферропаргасит, причём их состав постепенно меняется от эклогитов, где составы ближе к эдениту, к амфиболитам, где амфибол отвечает ферропаргаситу. Амфиболы из прослоев гранатовых амфиболитов (обр. 709) занимают промежуточное между ними положение. Таким образом, амфиболы первой генерации, т. е. симплектитовые амфиболы, существенно более магниальные, чем амфиболы второй генерации. Все изученные амфиболы содержат калий (до 2 мас. % K_2O), при этом амфиболы второй генерации более обогащены калием, чем амфиболы первой генерации. В амфиболах из каймы амфиболизации (обр. 710 и 711) установлено минимальное содержание титана (TiO_2 варьирует в пределах 0.83-1.14 мас. %).

Амфиболы из каймы амфиболизации в будине эклогита контрастно отличаются от амфиболов из сохранившегося эклогита пониженным содержанием LREE и части HREE, при этом суммарное содержание REE уменьшается примерно от 100 до 15-20 ppm (Таблица 5.2). Подобное закономерное изменение состава амфиболов характерно при понижении температуры метаморфизма. Амфиболы из прослоев гранатовых амфиболитов (обр. 709) занимают между ними промежуточное положение по уровню накопления REE со средним содержанием около 50 ppm. Спектры REE в амфиболах из эклогитов соответствуют по форме спектрам REE для моноклинных пироксенов – таким образом проявляется эффект наследования, характерный при замещении одного минерала другим (Скублов, 2005). Соответственно, в ходе наложения регрессивного метаморфизма на эклогиты из амфиболов высвобождается значительная часть REE, причём в большей степени – LREE. Вероятно, происходит перераспределение REE в такие минералы как плагиоклаз, эпидот, апатит и др.

Таблица 5.2 – Представительные анализы амфиболов из пород будины о-ва Виченная Луда.

Компоненты	Эклогиты		Гранатовые амфиболиты		Амфиболиты			
	707-20	707-27	709-2	709-6	710-10	710-16	711-32	711-37
SiO ₂	44.8	44.4	43.0	43.8	41.6	42.2	41.5	42.2
TiO ₂	1.57	1.35	1.79	1.54	1.14	0.91	1.04	0.83
Al ₂ O ₃	11.5	12.3	13.4	12.9	14.2	14.1	13.8	13.6
FeO	18.4	17.3	17.4	17.7	20.9	21.4	21.1	21.1
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.15	0.17	0.21
MgO	9.17	9.98	9.93	9.44	7.63	6.66	7.07	7.26
CaO	11.3	11.5	11.3	11.7	11.7	11.5	11.9	11.9
Na ₂ O	1.99	1.85	2.03	2.07	1.37	1.72	1.47	1.08
K ₂ O	1.21	1.23	1.24	1.20	1.09	1.30	1.76	1.72
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.17	0.08
Сумма	100.00	100.00	100.01	100.01	100.00	99.99	100.01	100.00
La	7.35	10.0	3.90	4.51	0.50	0.76	0.52	0.46
Ce	27.2	34.3	13.4	14.2	2.16	3.39	2.40	2.52
Pr	4.51	5.47	2.30	2.09	0.41	0.64	0.54	0.46
Nd	24.4	29.6	11.0	11.0	2.34	3.66	3.59	4.05
Sm	8.09	7.32	3.20	2.65	0.80	1.20	1.67	1.82
Eu	2.48	3.46	1.19	0.96	0.24	0.39	0.66	0.59
Gd	6.92	10.1	4.12	3.24	1.98	2.16	2.48	2.40
Dy	6.24	6.05	4.88	2.77	3.16	2.66	2.73	2.50
Er	3.41	2.41	3.00	1.75	2.88	2.28	2.16	1.93
Yb	2.52	1.62	2.78	1.26	1.87	1.71	2.43	1.61
Lu	0.40	0.40	0.42	0.30	0.32	0.29	0.33	0.29
Ti	10582	11806	11409	10340	4938	5739	7827	6948
V	866	719	500	428	362	524	426	454
Cr	207	369	165	216	122	248	271	222
Sr	67.4	52.5	70.3	76.5	33.1	28.0	32.7	27.4
Y	28.5	25.8	26.4	14.0	25.1	17.1	17.3	15.5
Zr	21.9	21.3	20.9	19.1	9.85	10.2	22.6	17.2
Nb	6.20	10.9	8.95	3.67	1.22	1.26	4.50	3.61
Ba	91.6	131	156	127	60.3	198	85.3	78.8
Hf	3.31	3.21	2.46	1.80	1.45	1.96	1.93	2.15

Примечание: состав по главным элементам (SEM-EDS) приведен в мас. %, по редким и редкоземельным элементам (SIMS) - в ppm.

Помимо почти двукратного понижения в амфиболах содержания Ti в ряду эклогит–амфиболит (в среднем от 11194 ppm до 6363 ppm по данным ионного микрозонда), фиксируется значительное понижение содержания V (в среднем от 793 ppm до 442 ppm), Sr (в среднем от 60.0 ppm до 30.3 ppm), Y (в среднем от 27.1 ppm до 18.8 ppm), Nb (в среднем от 8.56 ppm до 2.65 ppm) и Hf (в среднем от 3.26 ppm до 1.87 ppm). Возможно предположить, что V перераспределяется из амфиболов в рудные минералы (магнетит, ильменит), Sr – в плагиоклаз,

Nb и Hf – в рутил. Вполне вероятно, что Y и Hf входят в состав циркона, образованного при наложенном метаморфизме амфиболитовой фации. Как было показано по результатам анализа состава циркона из эклогитов всего мира (Скублов и др., 2012), эклогитовый циркон характеризуется минимальным содержанием Y (в среднем 37 ppm). В цирконе из каймы амфиболитизации крупной будины эклогитов, расположенной на северо-западном мысе о-ва Сидоров, ближайшего к рассматриваемому в данной статье о-ву Виченная Луда, содержание Y составляет в среднем уже 300 ppm (Березин, Скублов, 2014).

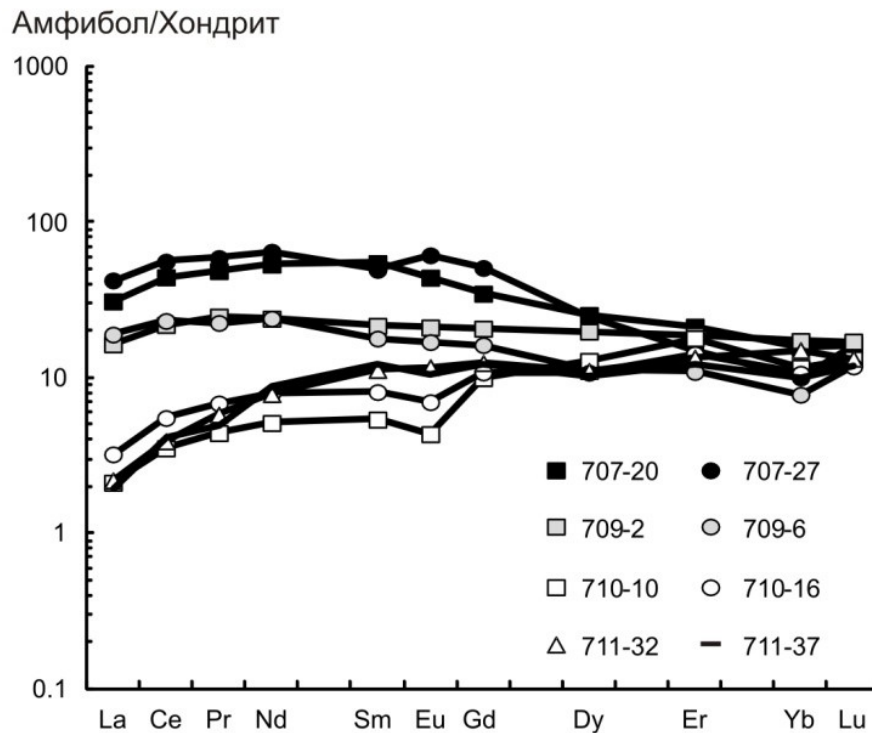


Рисунок 5.4 – Спектры распределения REE для амфиболов (обр. 707 – из симплектитов в эклогитах; 709 – из гранатовых амфиболитов; 710 и 711 – из амфиболитов)

5.2 Западный гнейсовый регион

Гранаты. Гранаты в эклогитах представлены двумя морфотипами: атолловые и порфиробластовые гранаты. Зёрна гранатов обоих морфотипов достигают 1.5 – 2.0 мм в поперечнике и практически не содержат включений. В центральной части атолловых гранатов наблюдаются реликты гранатов, вокруг которых развиваются ксенобласты омфацита. Гранаты в гранатитов представлены крупными пойкилообластами до 3 мм в поперечнике. Пойкилообласты гранатов нередко содержат включения моноклинного пироксена, плагиоклаза, эпидота, реже рутила и ильменита. При этом включения тяготеют к центральной и краевой частям зёрен.

По составу главных элементов гранаты из эклогитов (обр. 1902) соответствуют альмандин-пироповому ряду: содержание Alm минала лежит в пределах от 52 до 54 мол. %, Prp

– 31-33 мол. %, Grs – 10-13 мол. %, Sps – 0.8-1.8 мол. %. При этом в пределах отдельных зерен зональность не наблюдается, вариации содержания миналов колеблются в пределах 1-2 мол. % (Салимгараева, 2021с; Салимгараева и др., 2021). Отсутствие зональности в гранатах из эклогитов может указывать на то, что рост эклогитового граната происходил достаточно быстро, что в целом согласуется с представлениями предшественников о длительности эклогитового метаморфизма в пределах скандинавских каледонид.

Состав гранатов из гранатовых амфиболитов (обр. 1903) отличается от гранатов из эклогитов и соответствует уже альмандин-гроссуляровому ряду: содержание Alm минала 59-71 мол. %, Prp – 3-9 мол. %, Grs – 20-30 мол. %, Sps – 0.1-6 мол. % (Таблица 5.3). Увеличение содержания Alm минала в гранатах из гранатитов относительно гранатов из эклогитов связывается с тем, что процесс формирования апоэклогитовых гранатитов был не изохимичен и порода в целом становилась более железистой.

Гранаты из гранатитов характеризуются сложной зональностью, выражающейся в понижении содержания Alm в центральной части от 70 до 59 мол. % и повышении Alm в краевой части зерен до 71 мол. %. Содержание Prp положительно коррелирует с содержанием Alm, уменьшаясь от 8 мол. % до 3 мол. % в центральной части и увеличиваясь до 7 мол. % в краевой части зерен. Содержание Grs увеличивается в центральной части от 20 до 31 мол. % и уменьшается в краевой до 20 мол. %. Зональность по Sps аналогична зональности по Grs: с увеличением содержания Sps минала от 0.7 до 6 мол. % в центральной части и понижением до 0.1 в краевой. Такой вид зональности по главным элементам в гранатах из гранатовых амфиболитов указывает на кристаллизацию центральной части зерен в проградную стадию метаморфизма с повышением температуры, а краевой – в ретроградную. Установленная зональность аналогична той, что была описана выше для гранатов из гранатовых амфиболитов БПП в разделе 5.1. Однако для гранатов из гранатовых амфиболитов о-ва Виченная Луда характерно соответствие состава центральной части гранатов составу гранатов из эклогитов, в отличие от описанных в данном разделе гранатов из эклогитов и гранатитов ЗГР.

Для гранатов из эклогитов спектры распределения REE характеризуются ярко выраженной дифференциацией от легких REE к тяжелым с обеднением в области LREE до 0.01 хондритового отношения и обогащением в области HREE до 10 хондритовых отношений (Lu_N/La_N лежит в интервале 294-500). Суммарное содержание REE лежит в пределах от 13.3 до 19.6 ppm. По REE и другим редким элементам гранаты из эклогитов не зональны.

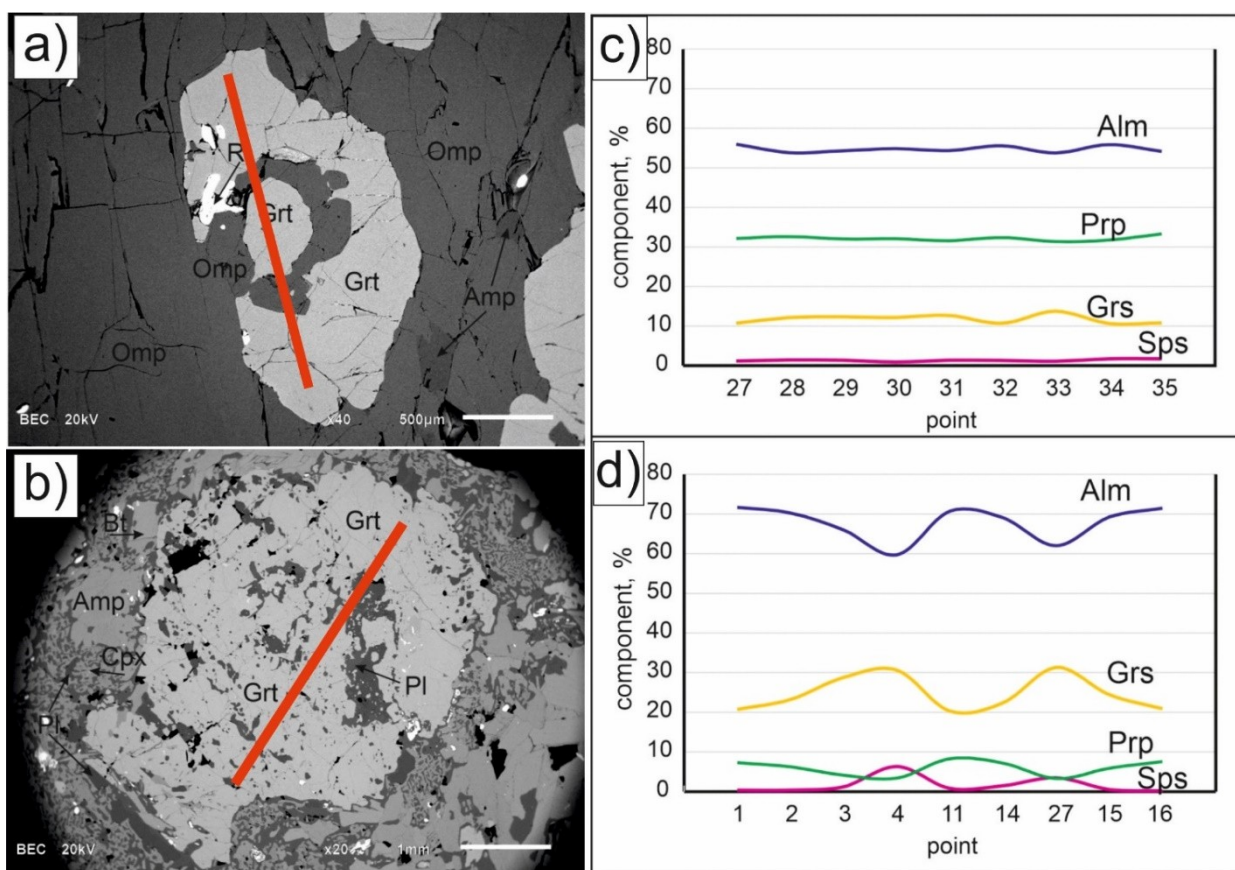


Рисунок 5.5 – а) BSE-изображение гранатов из эклогита (обр. 1902); б) BSE-изображение гранатов из гранатита (обр. 1903); в) Состав гранатов из эклогита (обр. 1902) по главным элементам; г) Состав гранатов из гранатита (обр. 1903) по главным элементам.

Спектры распределения REE для гранатов из гранатитов также характеризуются ярко выраженной дифференциацией от легких к тяжелым REE: в области LREE нормированные содержания достигают 0.1-1.0 хондритового отношения, а в области HREE – до 100 хондритовых отношений (Lu_N/La_N лежит в интервале 100-135). В целом гранаты из гранатитов отличаются от гранатов из эклогитов повышенным суммарным содержанием REE (37.9-57.8 ppm), в особенности повышаются содержания La и Ce (на порядок выше, чем в гранатах из эклогитов), а также HREE. Кроме того, гранаты из гранатитов характеризуются повышенным в несколько раз относительно гранатов из эклогитов содержанием Y и Hf (в гранатах из эклогитов содержания Y лежат в пределах 13.9–39.6 ppm, Hf – 0.9-1.7 ppm, а в гранатах из гранатитов: Y – 53.1-151 ppm, Hf – 3.5-7.8 ppm).

Таблица 5.3 – Представительные анализы гранатов из пород будины Нибо.

Компоненты	Эклогит					Гранатит	
	1902-11	1902-10	1902-9	1902-31	1902-33	1903-38	1903-40
	центр	→	край	центр	край	центр	край
SiO ₂	39.6	39.9	39.9	39.0	39.4	37.6	37.4
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	22.4	22.8	21.6	21.6	22.4	20.8	20.9
FeO	20.9	20.9	21.8	20.5	20.6	28.3	26.5
MnO	0.58	0.52	0.37	0.52	0.43	0.86	0.50
MgO	12.3	12.7	12.3	11.9	12.0	3.50	2.79
CaO	4.34	4.45	4.01	4.79	5.27	8.96	11.9
Сумма	100.1	101.2	99.9	98.3	100.0	99.9	99.9
<i>Alm</i>	56.69	54.14	54.91	54.36	53.77	67.97	63.52
<i>Prp</i>	31.93	32.95	32.18	31.57	31.33	8.42	6.68
<i>Grs</i>	10.42	11.56	11.39	12.70	13.78	21.55	28.60
<i>Sps</i>	0.96	1.35	1.52	1.38	1.12	2.07	1.20
La	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.12	0.06
Ce	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.08	0.13
Pr	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03
Nd	0.26	0.28	0.33	0.40	0.32	0.57	0.60
Sm	1.01	1.79	1.35	1.31	1.20	1.13	2.41
Eu	0.71	1.11	0.786	0.83	1.51	0.79	1.53
Gd	3.14	4.40	3.95	4.23	7.53	7.12	11.3
Dy	4.64	3.88	5.89	7.21	3.43	23.1	11.4
Er	6.88	3.16	4.17	2.77	1.20	13.2	5.33
Yb	9.18	4.58	4.23	2.35	0.86	8.40	4.29
Lu	1.42	0.81	0.63	0.41	0.25	1.29	0.83
Ti	138	104	138	130	89.7	934	354
V	87.1	77.3	78.5	74.4	70.9	127	127
Cr	97.6	102	102	80.0	85.4	26.3	592
Sr	0.25	0.28	0.24	0.26	0.35	0.42	0.33
Y	39.6	25.0	37.8	33.1	14.0	151	53.1
Zr	1.77	4.40	2.20	2.39	1.60	3.90	2.55
Nb	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.39
Ba	0.12	0.11	0.10	0.14	0.17	0.21	0.68
Hf	1.69	1.27	1.71	1.95	0.92	7.82	3.47
Eu/Eu*	1.21	1.21	1.04	1.07	1.53	0.85	0.89
ΣREE	27.3	20.0	21.4	19.6	16.4	55.9	37.9
ΣLREE	0.30	0.32	0.38	0.47	0.37	0.82	0.82
ΣHREE	25.3	16.8	18.9	17.0	13.3	53.1	33.2
Lu _N /La _N	1682	1253	1912	500	295	101	135
Lu _N /Gd _N	3.65	1.50	1.30	0.79	0.27	1.47	0.59
Sm _N /La _N	200	458	676	265	234	14.7	65.4

Примечание: состав по главным элементам (SEM-EDS) приведен в мас. %, по редким и редкоземельным элементам (SIMS) - в ppm.

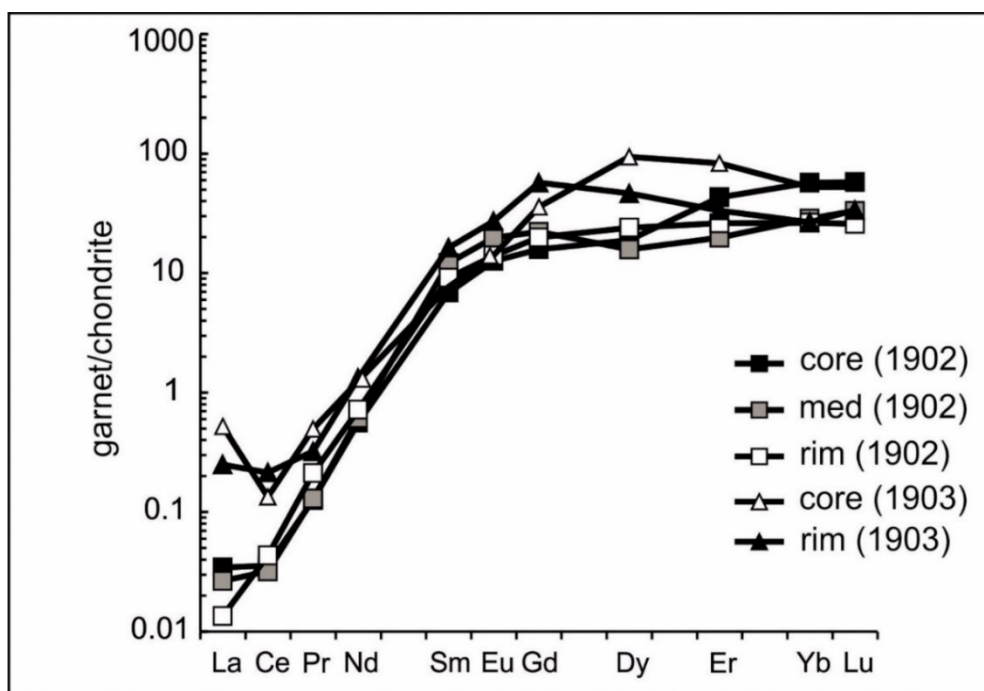


Рисунок 5.6 – Спектры распределения REE для гранатов из эклогита (обр. 1902) и гранатита (обр. 1903).

Гранаты из гранатитов характеризуются наличием слабовыраженной зональности – краевая часть гранатов из гранатовых амфиболитов характеризуется пониженным относительно центральной содержанием тяжелых REE и Y, а также пониженным содержанием Ti и повышенным - Sr. Предполагается, что в данном случае поведение редких и редкоземельных элементов контролируется сосуществующими фазами: наблюдается перераспределение HREE из гранатов в новообразованные пироксены симплектитов и в амфиболы, а Ti в ходе метаморфизма перераспределялся из гранатов в ильменит.

Моноклинные пироксены. Моноклинные пироксены в эклогитах (обр. 1902) представлены крупными (до 300 мкм в поперечнике) гипидиоморфными зернами омфацита (содержание жадеитового минала достигает 24 мол. %). В гранатитах пироксены представлены мелкими ксенобластами диопсида в пироксен-плаггиоклазовых симплектитах.

В омфаците суммарное содержание REE лежит в пределах 18-21 ppm (Таблица 5.4). Спектры распределения REE для омфацита (Рисунок 5.7) характеризуются синусоидальной формой с обогащением спектра в области LREE и обеднением спектра в области HREE относительно хондрита, характерной для минералов, образование которых связано с неравновесными процессами (Скублов, 2005). Обеднение спектра в области HREE для омфацита указывает на совместную кристаллизацию с гранатами – главными концентраторами HREE в эклогитах. Диопсид из симплектитов характеризуется повышенным относительно омфацита суммарным содержанием REE (до 45 ppm), особенно HREE, и более пологой формой спектра REE.

Таблица 5.4 – Представительные анализы пироксенов и амфиболов из пород будины Нибо.

Порода	Эклогит			Гранатит	Эклогит	Амфиболит		
Образец	1902			1903	1902	1904		
Минерал	Срх				Амр			
Точка	18	36	39	35	40	9	8	
SiO ₂	55.3	55.6	52.8	52.4	52.7	51.9	44.8	
TiO ₂	0.23	0.08	0.06	0.46	0.17	0.39	0.56	
Al ₂ O ₃	8.94	8.47	8.81	3.20	7.18	5.32	11.8	
Cr ₂ O ₃	-	0.22	-	-	-	-	-	
FeO	4.44	3.91	3.91	10.7	6.15	10.5	12.9	
MnO	0.25	0.07	-	0.18	0.09	0.18	0.35	
MgO	9.99	9.86	9.22	10.1	17.8	16.6	12.4	
CaO	15.1	14.8	14.8	21.8	7.67	13.4	12.3	
Na ₂ O	5.80	5.54	5.60	1.21	3.14	0.72	1.32	
K ₂ O	-	-	-	-	0.21	0.11	0.24	
Сумма	100.01	98.53	95.24	100.00	95.19	99.08	96.63	
La	0.75	0.91	0.73	3.71	0.60	0.67	0.36	
Ce	4.39	4.57	4.22	14.4	3.37	4.48	2.38	
Pr	0.89	1.00	0.98	2.38	0.77	1.32	0.74	
Nd	6.46	7.36	6.54	13.0	5.36	10.5	6.67	
Sm	2.41	2.36	2.30	3.58	2.12	5.71	4.29	
Eu	0.71	0.83	0.75	1.13	0.70	2.00	1.38	
Gd	2.26	1.63	1.68	2.37	1.66	6.67	6.96	
Dy	0.67	0.69	0.61	2.35	0.72	3.19	4.24	
Er	0.18	0.09	0.05	1.25	0.20	0.91	1.09	
Yb	0.10	0.03	0.09	1.19	0.08	0.61	1.25	
Lu	0.03	0.03	0.02	0.19	0.05	0.18	0.22	
Ti	594	564	538	1411	1051	2657	3670	
V	193	187	182	478	116	264	165	
Cr	104	89.3	112	219	168	164	144	
Sr	222	440	204	34.7	159	39.5	48.0	
Y	1.49	1.46	1.33	9.82	1.77	10.6	14.8	
Zr	3.72	2.75	3.69	20.2	4.35	9.26	10.1	
Nb	0.02	0.02	0.01	0.06	0.10	0.31	0.48	
Ba	0.31	0.12	0.12	0.10	4.30	36.3	71.1	
Hf	0.44	0.42	0.37	1.57	0.52	1.31	1.72	
Eu/Eu*	0.93	1.28	1.17	1.18	1.13	0.99	0.77	
ΣREE	18.9	19.5	18.0	45.5	15.6	36.2	29.6	
ΣLREE	12.5	13.8	12.5	33.5	10.1	16.9	10.1	
ΣHREE	3.23	2.47	2.44	7.34	2.71	11.6	13.8	
Lu _N /La _N	0.34	0.31	0.22	0.50	0.80	2.53	5.78	
Lu _N /Gd _N	0.10	0.14	0.08	0.65	0.24	0.21	0.25	
Sm _N /La _N	5.12	4.15	5.07	1.55	5.68	13.6	19.12	

Примечание: состав по главным элементам (SEM-EDS) приведен в мас. %, по редким и редкоземельным элементам (SIMS) - в ppm.

Амфиболы. Амфиболы в эклогитах наблюдаются в виде единичных зерен (до 250 мкм в поперечнике). Суммарное содержание REE достигает 19 ppm (Таблица 5.4). Спектры REE полностью повторяют форму спектров омфацита (Рисунок 5.7), что свидетельствует об образовании амфибола по омфациту и, соответственно, наследовании спектров REE. В гранатитах амфиболы представлены крупными идиобластами (до 500 мкм), соответствующими по составу ряду эденит → паргасит → ферропаргасит. В амфиболитах крупные идиобласты (до 300 мкм в поперечнике) магнезиальной роговой обманки по периферии зерен замещаются актинолитом. Суммарное содержание REE в этих амфиболах выше, чем в амфиболах из эклогитов (29-36 ppm). Спектры REE также характеризуются синусоидальной формой, однако более пологой, с обогащением спектра в области MREE и HREE. Кроме того, в ходе амфиболитового метаморфизма амфиболы обогащаются рядом высокозарядных элементов – Ti, V, Y, Zr, Hf.

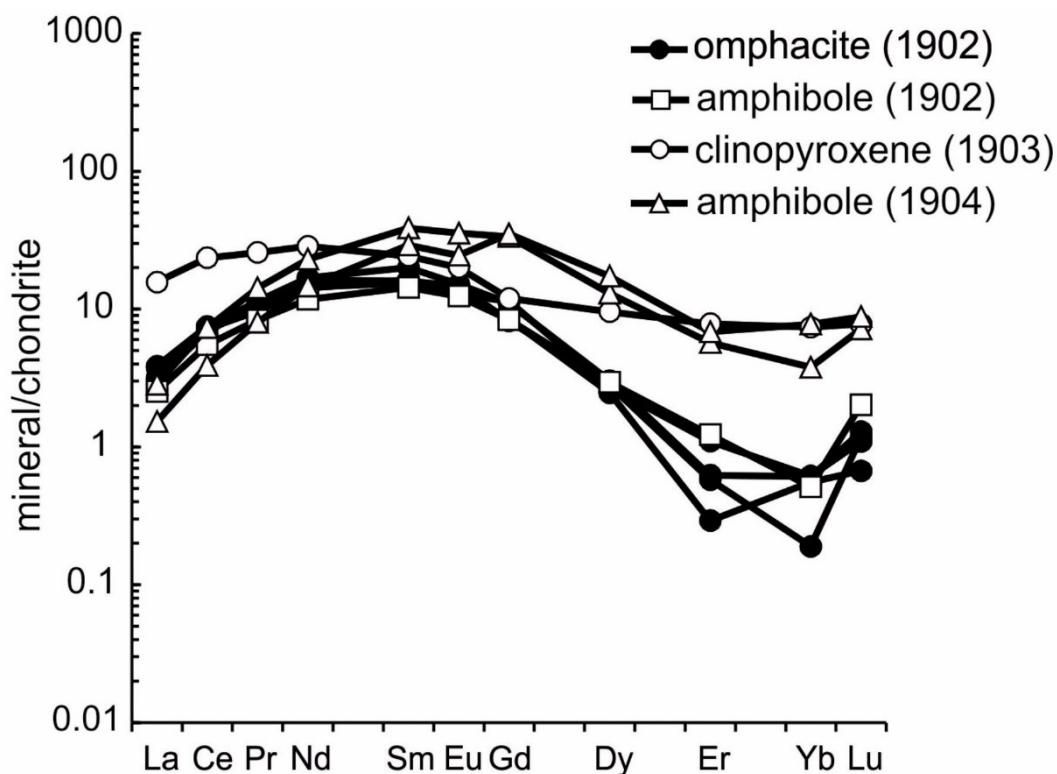


Рисунок 5.7 – Спектры распределения REE в амфиболах и пироксенах.

5.3 Берген Аркс

Гранаты. Гранаты во эклогитах и гранулитах образуют порфиробласты размером до 1 мм. Гранаты в гранулитах нередко содержат крупные включения таких минералов как шпинель, плагиоклаз, корунд, флогопит, ильменит. По периферии зерен развиваются, как было частично отмечено при петрографическом описании, минералы группы эпидота (клиноцоизит), а также биотит и плагиоклаз, причем плагиоклаз по своему составу соответствует плагиоклазу

основной ткани пород. Гранаты в эклогитах практически не содержат никаких включений (Salimgaraeva, 2019; Salimgaraeva et al., 2020).

Гранаты из гранулитов (обр. 1801) по составу соответствуют альмандин-пироповому ряду: содержание Prp составляет 47-49 мол. %, Alm – 30-35 мол. %, Grs – 18-20 мол.% (Таблица 5.5). Содержание Sps незначительное, менее 1 мол. %. Чаще всего в пределах одного зерна соотношение мишалов варьирует очень слабо, профили мишаловых составов практически пологие. Наблюдаются слабо выраженные диффузионные каймы мощностью 100-200 мкм, при этом разница в составах между центральной частью и краевой составляет не более 2-3 мол. %, т.е. зональность по главным элементам в гранатах из гранулитов проявлена очень слабо (Рисунок 5.8).

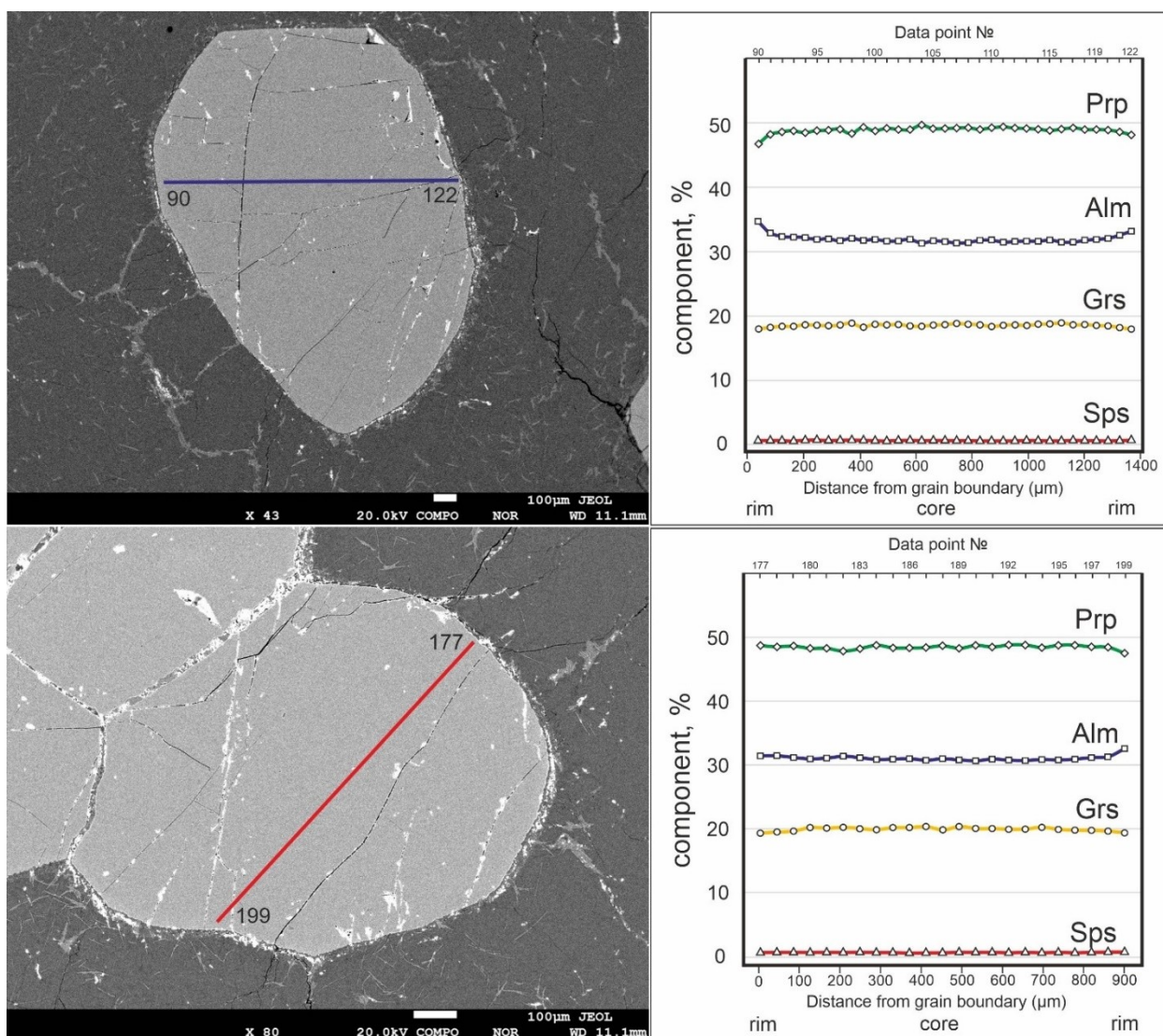


Рисунок 5.8 – Состав гранатов из гранулита (обр. 1801) по главным элементам.

Таблица 5.5 – Представительные анализы гранатов из гранулитов комплекса Берген Аркс по данным WDS-EPMA.

Обр.	Точка	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	CaO	FeO	MnO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	Total	Alm	Sps	Prp	Grs
1801-1	90	39.8	22.4	12.7	0.13	6.81	16.9	0.33	0.022	0.00	99.0	34.8	0.69	46.5	18.0
1801-1	91	40.3	22.6	13.2	0.13	6.95	16.1	0.34	0.026	0.02	99.6	33.0	0.71	48.1	18.2
1801-1	92	40.0	22.5	13.3	0.15	7.00	15.8	0.34	0.007	0.05	99.1	32.4	0.70	48.5	18.4
1801-1	93	40.2	22.7	13.4	0.17	7.03	15.8	0.30	0.004	0.02	99.5	32.2	0.62	48.7	18.4
1801-1	94	40.3	22.8	13.3	0.16	7.10	15.7	0.35	bdl	bdl	99.6	32.2	0.74	48.4	18.6
1801-1	95	40.1	22.5	13.4	0.19	7.12	15.6	0.38	0.021	0.03	99.4	31.9	0.78	48.7	18.6
1801-1	96	40.2	22.5	13.4	0.20	7.07	15.7	0.34	bdl	0.00	99.3	32.0	0.70	48.8	18.5
1801-1	97	40.1	22.5	13.4	0.16	7.09	15.5	0.36	bdl	0.03	99.2	31.7	0.74	49.0	18.6
1801-1	98	40.0	22.5	13.2	0.19	7.21	15.6	0.36	0.012	0.02	99.2	32.1	0.75	48.3	18.9
1801-1	99	40.2	22.6	13.6	0.22	7.02	15.6	0.35	bdl	0.04	99.6	31.7	0.72	49.3	18.3
1801-1	100	40.1	22.6	13.3	0.17	7.12	15.5	0.33	bdl	0.02	99.1	31.9	0.68	48.7	18.7
1801-1	101	40.1	22.7	13.5	0.17	7.11	15.5	0.30	0.019	0.02	99.4	31.6	0.62	49.1	18.6
1801-1	102	40.4	22.5	13.4	0.23	7.11	15.4	0.34	bdl	bdl	99.3	31.6	0.72	48.9	18.7
1801-1	103	40.0	22.5	13.4	0.19	7.04	15.6	0.35	0.018	0.01	99.2	31.9	0.73	48.9	18.5
1801-1	104	40.5	22.8	13.8	0.19	7.11	15.5	0.33	0.012	0.01	100.1	31.3	0.67	49.6	18.4
1801-1	105	40.3	22.7	13.4	0.190	7.08	15.4	0.33	0.015	0.03	99.5	31.6	0.69	49.1	18.6
1801-1	106	40.2	22.7	13.5	0.21	7.13	15.4	0.34	bdl	0.04	99.5	31.5	0.70	49.1	18.7
1801-1	107	40.1	22.8	13.5	0.19	7.21	15.3	0.33	bdl	0.03	99.5	31.3	0.68	49.1	18.9
1801-1	108	40.2	22.6	13.5	0.21	7.14	15.3	0.33	0.006	0.03	99.4	31.4	0.68	49.2	18.7
1801-1	109	40.1	22.6	13.4	0.20	7.09	15.5	0.32	0.004	0.02	99.2	31.7	0.66	48.9	18.7
1801-1	110	40.1	22.7	13.4	0.21	6.99	15.5	0.31	0.014	0.01	99.2	31.8	0.65	49.2	18.4
1801-1	111	40.1	22.5	13.6	0.18	7.11	15.4	0.31	0.006	0.01	99.2	31.4	0.64	49.3	18.6
1801-1	112	40.3	22.6	13.4	0.18	7.10	15.4	0.32	0.010	0.01	99.4	31.6	0.65	49.1	18.6
1801-1	113	40.2	22.6	13.4	0.17	7.06	15.4	0.34	0.028	0.03	99.3	31.6	0.71	49.1	18.6
1801-1	114	40.1	22.6	13.4	0.12	7.14	15.4	0.33	bdl	bdl	99.1	31.6	0.68	49.0	18.7
1801-1	115	40.4	22.7	13.4	0.16	7.16	15.5	0.32	0.017	bdl	99.6	31.8	0.66	48.8	18.8
1801-1	116	40.2	22.8	13.6	0.17	7.30	15.5	0.31	0.005	0.02	99.9	31.4	0.63	49.0	18.9
1801-1	117	40.2	22.8	13.5	0.17	7.09	15.3	0.35	bdl	0.03	99.4	31.5	0.72	49.2	18.6
1801-1	118	40.4	22.7	13.4	0.19	7.13	15.5	0.32	0.006	0.04	99.7	31.7	0.67	48.9	18.7
1801-1	119	40.2	22.8	13.5	0.16	7.10	15.7	0.32	0.019	0.03	99.8	31.9	0.66	48.9	18.5
1801-1	120	40.4	22.8	13.4	0.14	7.04	15.6	0.31	bdl	bdl	99.6	32.1	0.63	48.8	18.5

Таблица 5.6 – Представительные анализы гранатов из эклогитов комплекса Берген Аркс по данным WDS-EPMA.

Обр.	Точка	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	CaO	FeO	MnO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	Total	Alm	Sps	Prp	Grs
1802-2	7	39.1	21.9	5.79	0.04	10.6	21.6	1.16	0.00	bdl	100.2	46.2	2.52	22.1	29.2
1802-2	8	39.2	21.8	7.17	0.07	7.81	22.7	0.95	bdl	0.03	99.8	48.9	2.07	27.5	21.5
1802-2	9	39.6	22.0	8.44	0.15	7.63	21.7	0.63	bdl	0.02	100.1	46.0	1.36	31.9	20.7
1802-2	10	40.3	22.5	10.6	0.12	7.93	18.8	0.42	0.00	0.04	100.6	39.0	0.88	39.1	21.1
1802-2	11	40.8	22.8	12.8	0.12	7.81	15.7	0.28	0.04	bdl	100.3	32.2	0.58	46.7	20.5
1802-2	12	40.8	23.1	13.7	0.11	7.89	14.6	0.22	bdl	0.02	100.4	29.6	0.46	49.4	20.5
1802-2	13	41.3	23.0	13.6	0.10	7.84	14.3	0.21	bdl	0.02	100.4	29.4	0.44	49.6	20.6
1802-2	14	41.3	23.0	13.7	0.14	7.82	14.2	0.21	bdl	0.02	100.4	29.0	0.44	50.0	20.5
1802-2	15	41.2	23.0	13.8	0.13	7.87	14.3	0.19	0.04	0.01	100.5	29.1	0.39	50.0	20.5
1802-2	16	41.2	23.0	13.5	0.11	7.74	14.2	0.22	0.02	bdl	100.0	29.4	0.46	49.7	20.4
1802-2	17	41.1	22.9	13.7	0.09	7.90	14.4	0.18	bdl	0.01	100.3	29.3	0.37	49.7	20.6
1802-2	18	41.1	22.9	13.6	0.10	7.75	14.2	0.19	0.01	bdl	99.9	29.3	0.39	49.9	20.4
1802-2	19	41.2	22.9	13.6	0.13	7.67	14.3	0.21	0.02	bdl	100.0	29.4	0.44	49.9	20.2
1802-2	20	41.2	23.0	13.7	0.15	7.87	14.1	0.20	0.00	0.01	100.2	28.9	0.42	50.0	20.7
1802-2	21	41.1	23.1	13.6	0.11	7.82	14.2	0.19	0.00	0.00	100.1	29.1	0.40	49.9	20.6
1802-2	22	41.2	22.9	13.5	0.12	7.85	14.1	0.18	0.02	0.01	99.9	29.2	0.38	49.7	20.7
1802-2	23	41.2	23.1	13.8	0.13	7.87	14.4	0.20	0.01	bdl	100.7	29.2	0.42	49.9	20.5
1802-2	24	41.4	23.0	13.8	0.12	7.88	14.3	0.20	bdl	0.01	100.8	29.1	0.42	50.0	20.5
1802-2	25	41.1	23.0	13.3	0.11	7.77	15.1	0.26	0.01	0.01	100.7	30.8	0.53	48.4	20.3
1802-2	26	39.5	22.0	8.22	0.09	7.66	21.8	0.80	bdl	0.01	100.1	46.4	1.72	31.1	20.8
1802-2	27	39.5	22.0	6.94	0.08	7.76	23.4	1.11	bdl	0.02	100.8	50.0	2.40	26.4	21.2

Центральная часть гранатов из эклогитов по составу очень близка гранатам из гранулитов: содержание Prp составляет 45-51 мол. %, Alm – 27-34 мол. %, Grs – 19-20 мол. %, содержание Sps также незначительное, менее 1 мол. % (Таблица 5.6). В кайме довольно резко уменьшается содержание пиропового минала (до 22 мол. %) и увеличивается содержание других миналов – Alm до 50 мол. %, Grs до 29 мол. %, Sps до 2.5 мол. %, что в целом может качественно указывать на понижение температуры метаморфизма и повышение давления. Профили минальных составов характеризуются чашеобразным распределением Prp, Alm и Grs: в центральной части гранатов профили пологой формы, а в краевой резко уменьшается содержание Prp минала и увеличивается – Alm и Grs, то есть составы центральной зоны и каймы гранатов по этим миналам достаточно контрастны. Профиль Sps минала характеризуется более выположенной формой (Рисунок 5.9).

Для гранатов из гранулитов не наблюдается зональности по REE (Таблица 5.7). Спектры распределения характеризуются резко выраженной дифференциацией от легких к средним REE с обеднением спектра в области LREE (до 10 хондритовых отношений) и практически отсутствием дифференциации от Gd до Lu (La_N/Lu_N лежит в интервале 0.02-0.05) (Рисунок 5.10а). Суммарное содержание REE колеблется в пределах от 7.2 до 9.0 ppm. Наблюдается ярко-выраженная положительная Eu-аномалия (Eu/Eu^* лежит в пределах 2.8-3.1).

В гранатах из эклогитов, так же, как и для главных элементов, проявлена зональность в распределении REE между центральной зоной и каймой (Рисунок 5.10b). Форма спектров распределения REE для центральных частей зерен аналогична спектрам распределения REE в гранатах из гранулитов: с дифференцированным распределением от La к Sm и почти пологим наклоном графика в области от Gd до Lu (La_N/Lu_N лежит в интервале 0.01-0.05). Суммарное содержание REE для центральных зон лежит в пределах от 3.1 до 4.5 ppm, что несколько ниже, чем в гранатах из гранулитов. Величина положительной Eu-аномалии выше, чем в гранатах из гранулитов (Eu/Eu^* меняется в пределах от 5.1 до 8.1).

В каймах гранатов из эклогитов картина меняется: форма спектров отличается ещё более ярко выраженной дифференциацией от легких REE к тяжелым с обеднением в области LREE до 0.01 хондритового отношения и обогащением в области HREE до 10 хондритовых отношений (La_N/Lu_N лежит в интервале 0.001-0.04). Суммарное содержание REE лежит в пределах от 2.4 до 5.6 ppm. Величина положительной Eu-аномалии для каймы гранатов из эклогитов варьирует примерно в таком же диапазоне (Eu/Eu^* меняется в пределах от 4.2 до 8.4), что и для центральных частей гранатов из эклогитов и лежит в диапазоне (Таблица 5.8).

При рассмотрении редкоэлементного состава гранатов из гранулитов и эклогитов наиболее информативным является поведение некоторых редких элементов: Ti, V, Cr и Y (Рисунок 5.11).

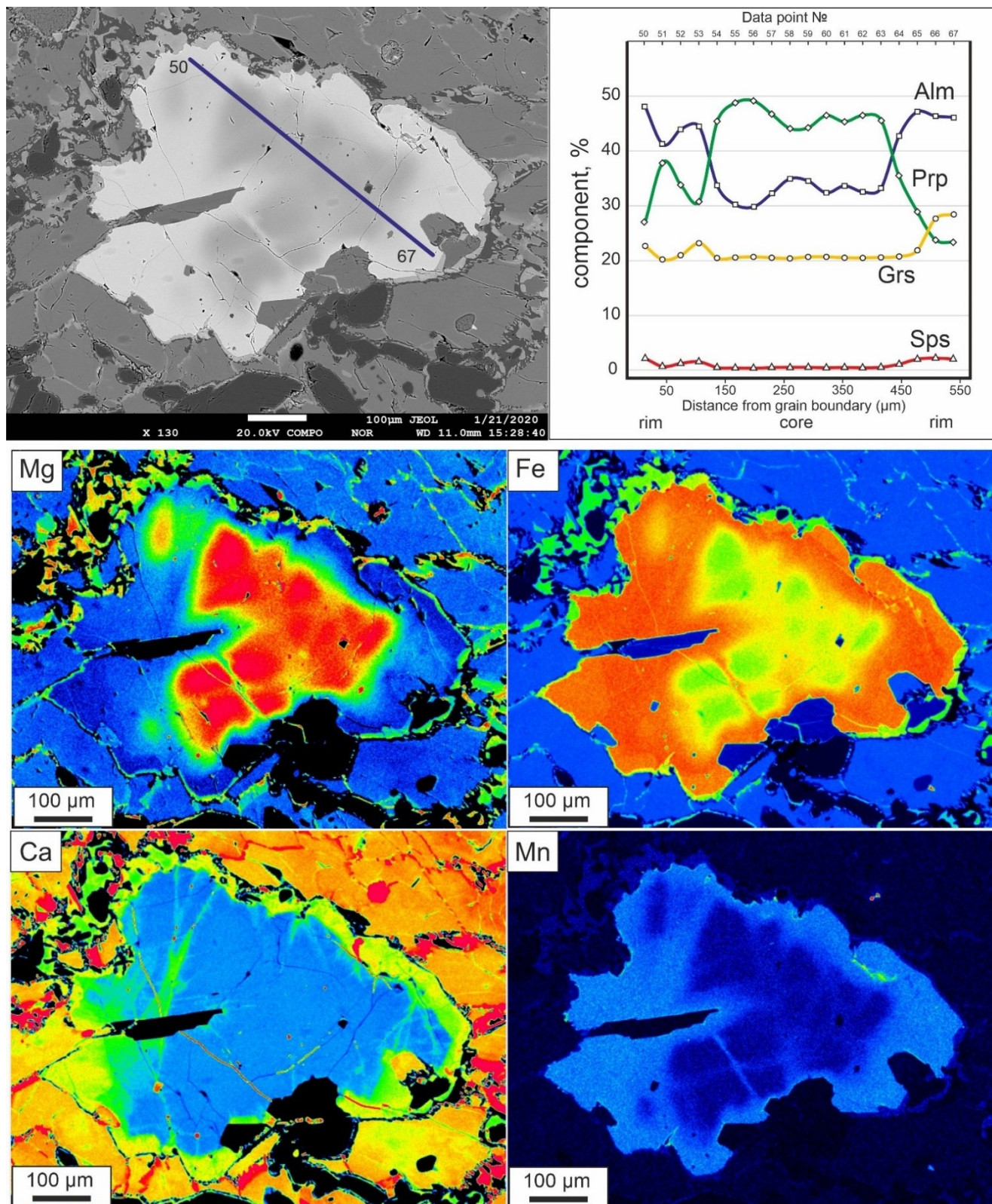


Рисунок 5.9а – Состав гранатов из эклогита (обр. 1802) с данными поэлементного картирования.

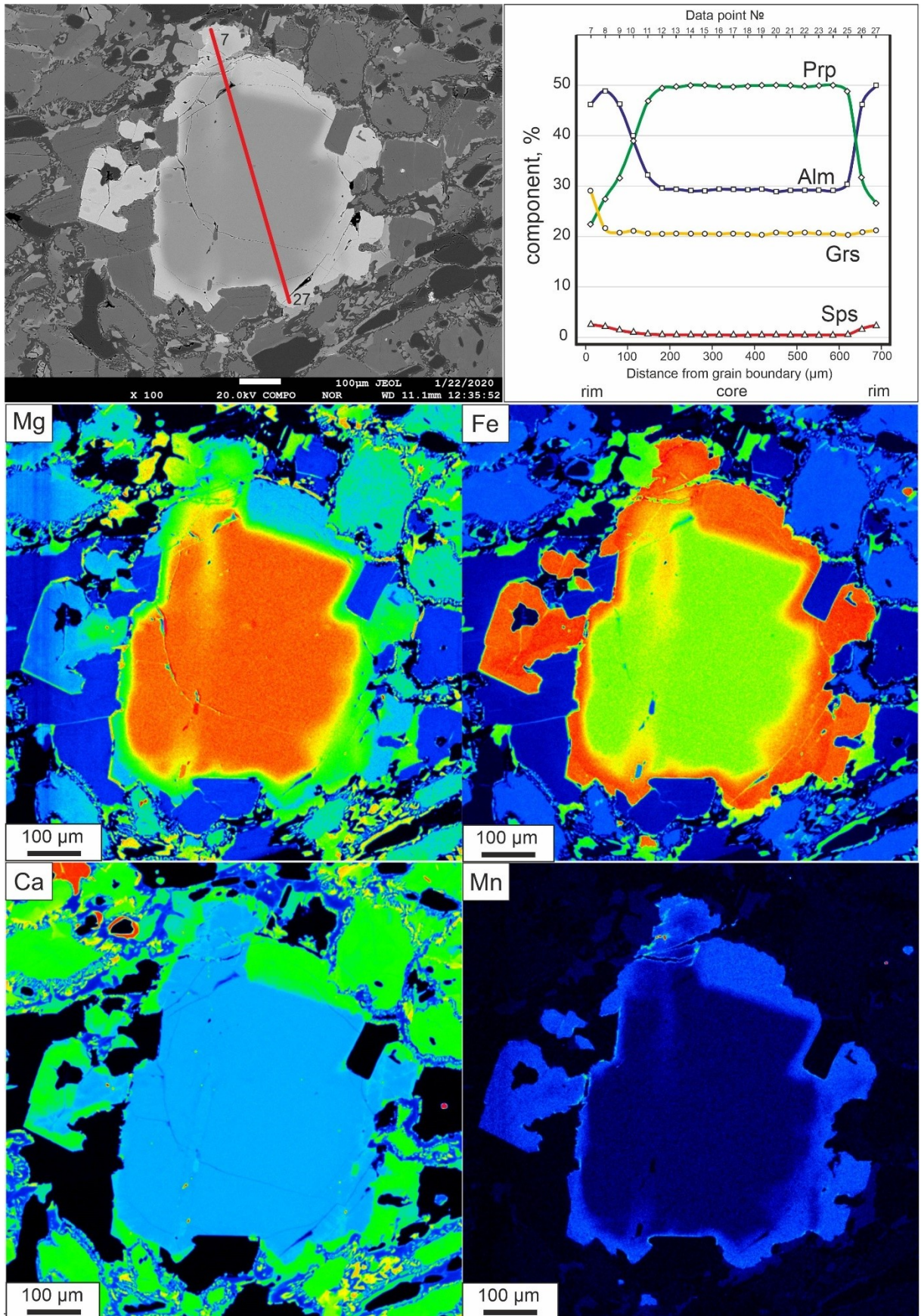


Рисунок 5.9б – Состав гранатов из эклогита (обр. 1802) с данными поэлементного картирования.

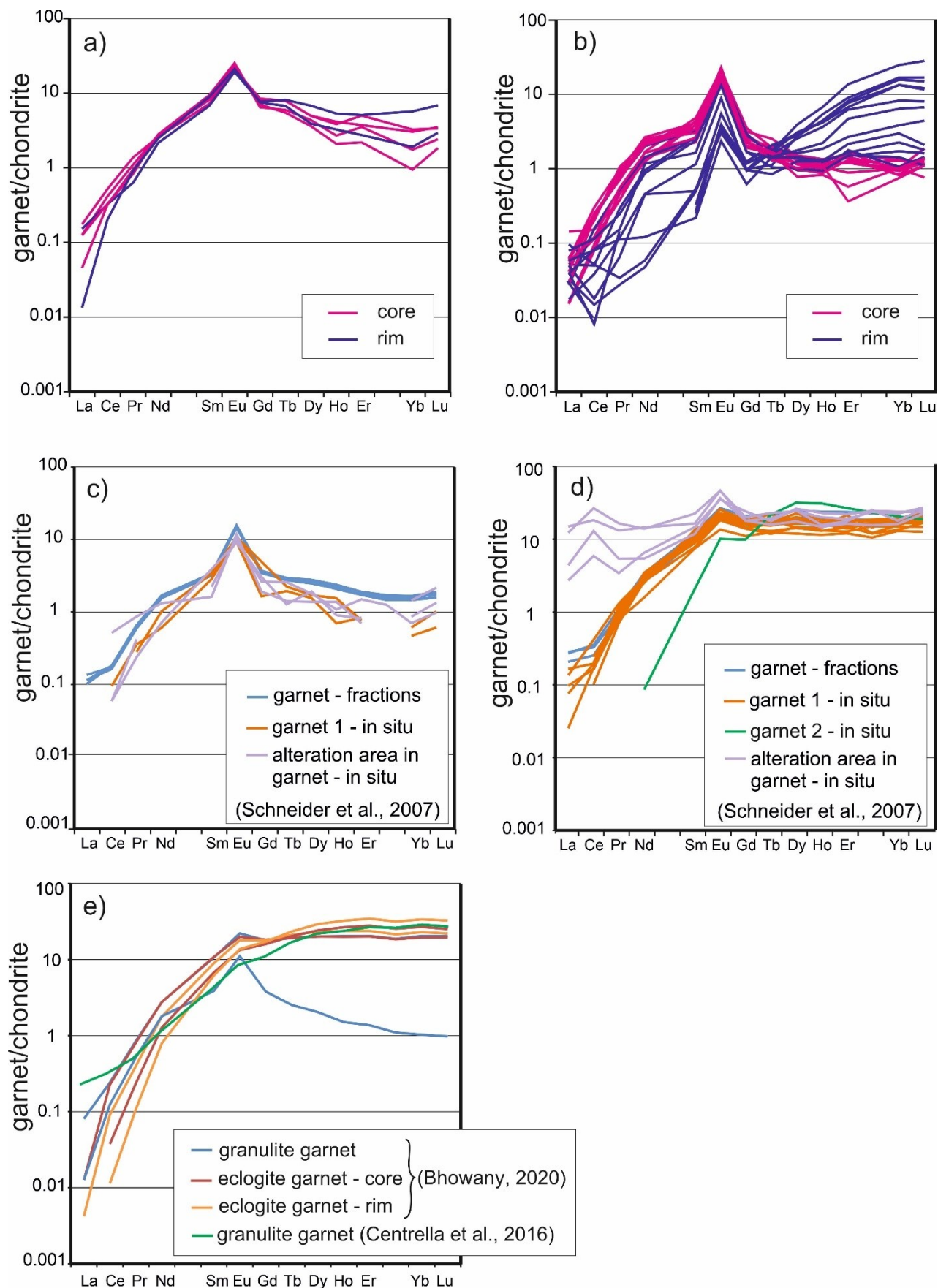


Рисунок 5.10 – Спектры распределения REE для гранатов пород комплекса Берген Аркс.

Таблица 5.7 – Представительные анализы гранатов из гранулитов комплекса Берген Аркс по данным SIMS.

обр. точка	1801						1815		
	центр 1	→ 2	край 3	центр 7	→ 8	край 9	центр 26	→ 27	край 28
La	0.03	0.04	0.04	0.01	0.03	0.00	0.12	0.07	0.03
Ce	0.25	0.32	0.20	0.20	0.20	0.12	0.33	0.21	0.12
Pr	0.10	0.13	0.06	0.09	0.08	0.08	0.14	0.09	0.05
Nd	1.27	1.19	0.99	1.22	1.28	1.13	1.35	0.95	0.88
Sm	1.20	1.06	1.00	1.28	1.38	1.32	0.84	0.57	0.66
Eu	1.19	1.19	1.08	1.34	1.42	1.18	0.92	0.80	0.85
Gd	1.67	1.59	1.53	1.40	1.28	1.49	0.50	0.52	0.50
Tb	0.29	0.29	0.29	0.20	0.21	0.24	0.05	0.05	0.06
Dy	1.22	1.22	1.67	0.89	1.07	0.96	0.21	0.24	0.27
Ho	0.23	0.21	0.29	0.11	0.15	0.18	0.06	0.07	0.05
Er	0.60	0.80	0.81	0.35	0.56	0.44	0.18	0.16	0.13
Yb	0.49	0.53	0.92	0.15	0.28	0.31	0.19	0.15	0.14
Lu	0.09	0.08	0.17	0.05	0.06	0.07	0.02	0.03	0.02
Total REE	8.63	8.63	9.04	7.28	8.01	7.53	4.89	3.92	3.76
Eu/Eu*	2.56	2.80	2.68	3.05	3.26	2.58	4.35	4.45	4.53
La _N /Lu _N	0.04	0.05	0.02	0.03	0.05	0.01	0.55	0.21	0.16
La _N /Nd _N	0.05	0.07	0.07	0.02	0.04	0.01	0.17	0.13	0.07
La _N /Sm _N	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.09	0.07	0.03
Ti	1107	1160	896	1034	1033	904	625	627	616
V	108	117	112	92.5	109	91.7	73.2	67.4	68.8
Cr	121	126	161	95.9	118	107	91.3	85.4	82.2
Rb	1.22	1.29	1.15	0.98	1.23	0.97	2.65	3.66	1.65
Sr	0.40	0.54	0.46	0.25	0.61	0.22	3.36	8.08	1.70
Y	5.69	6.57	8.57	3.48	3.95	4.77	1.26	1.24	1.20
Zr	112	100	96	204	205	174	19.1	19.2	16.3
Nb	0.21	0.15	0.12	0.07	0.05	0.08	0.30	0.23	0.21
Ba	0.39	0.80	0.71	0.27	0.98	0.22	8.46	18.7	55.3

Таблица 5.8 – Представительные анализы гранатов из эклогитов комплекса Берген Аркс по данным SIMS.

обр.	1802									
	← 2	центр 3	центр 4	→ 5	край 6	край 16	край 17	край 18	← 19	центр 20
La	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce	0.09	0.07	0.06	0.05	0.03	0.01	0.01	0.01	0.14	0.14
Pr	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.01	0.00	0.00	0.08	0.08
Nd	0.64	0.77	0.57	0.60	0.44	0.21	bdl	0.02	1.01	1.21
Sm	0.34	0.71	0.57	0.65	0.39	0.07	0.04	0.07	0.56	0.61
Eu	0.80	1.19	1.20	1.17	1.01	0.31	0.22	0.19	1.13	1.20
Gd	0.40	0.70	0.56	0.63	0.53	0.24	0.25	0.19	0.46	0.47
Tb	0.06	0.07	0.06	0.09	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06
Dy	0.37	0.32	0.29	0.36	0.40	0.63	0.69	0.76	0.28	0.28
Ho	0.07	0.06	0.06	0.06	0.10	0.20	0.29	0.23	0.06	0.05
Er	0.25	0.23	0.19	0.19	0.43	0.99	1.43	1.22	0.14	0.27
Yb	0.21	0.17	0.21	0.15	0.62	1.32	2.68	2.14	0.16	0.15
Lu	0.03	0.05	0.03	0.03	0.11	0.20	0.41	0.28	0.02	0.03
Total REE	3.33	4.37	3.84	4.03	4.15	4.24	6.10	5.19	4.11	4.55
Eu/Eu*	6.69	5.14	6.41	5.60	6.74	6.99	6.90	5.05	6.79	6.86
La _N /Lu _N	0.12	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03
La _N /Nd _N	0.10	0.03	0.01	0.01	0.05	0.11	bdl	0.69	0.01	0.01
La _N /Sm _N	0.06	0.01	0.00	0.00	0.02	0.10	0.13	0.07	0.01	0.01
Ti	534	675	599	565	510	339	224	195	595	606
V	56.3	73.7	82.4	75.1	44.1	35.4	35.6	37.9	79.7	86.6
Cr	96.4	98.9	104	109	66.9	56.8	53.2	55.4	108	113
Rb	1.65	1.51	1.70	1.33	1.50	1.36	1.37	1.65	1.33	1.08
Sr	5.17	0.29	0.27	0.51	0.36	0.47	0.96	0.36	0.41	0.44
Y	2.35	1.51	1.50	1.48	2.70	6.16	8.69	8.48	1.38	1.37
Zr	3.03	2.17	2.16	2.40	2.21	2.17	1.02	0.84	1.79	1.69
Nb	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03
Ba	9.31	0.49	0.40	0.67	0.55	0.41	12.5	0.30	0.55	0.81

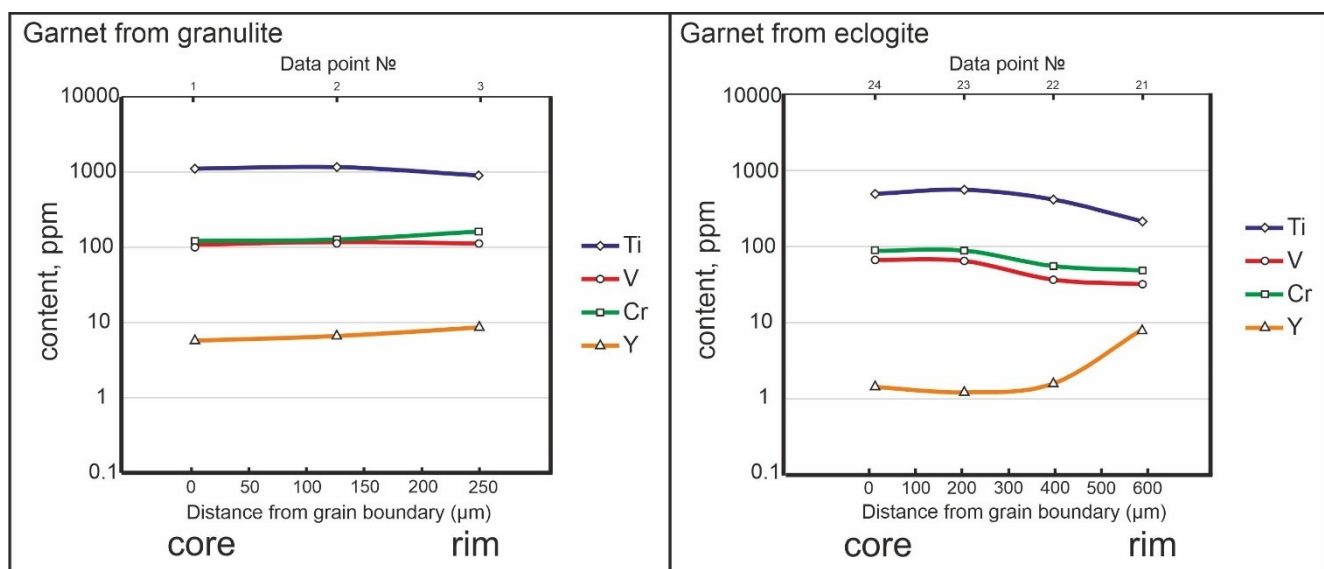


Рисунок 5.11 – Зональность в гранатах из пород комплекса Берген Аркс по редким элементам.

В гранатах из гранулитов не наблюдается зональности по этим элементам, и они характеризуются следующим их содержанием: Ti от 895 до 1160 ppm, V от 91 до 117 ppm, Cr от 95 до 161 ppm, Y от 3.5 до 8.5 ppm.

В гранатах из эклогитов наблюдается зональность по этим элементам, также связанная с неоднородным распределением их между центральной частью зерен и каймой. В центральной части гранатов из эклогитов содержание Ti, V, Cr и Y ниже, чем в гранатах из гранулитов: содержание Ti варьирует в пределах от 555 до 675 ppm, V – от 64 до 86 ppm, Cr – от 88 до 113 ppm, Y – от 1.2 до 1.5 ppm. В каймах гранатов из эклогитов относительно центральных зон понижается содержание Ti (до 212 ppm), V (до 31 ppm) и Cr (до 44 ppm) и повышается содержание Y (до 8.1 ppm).

Вопрос состава и зональности гранатов из пород комплекса Берген Аркс затрагивался предшественниками (Raimbourg et al., 2007; Schneider et al., 2007; Pollok et al., 2008; Centrella et al., 2016; Centrella, 2019; Bhowany, 2020), однако данные по распределению редких элементов в гранатах весьма лимитированы и различаются по данным разных исследователей (Рисунок 5.10с-е). Причина расхождений может быть связана с разной локальностью использованных методов: мощность кайм редко бывает больше 50 мкм, в то время как локальность LA-ICP-MS у (Schneider et al., 2007) 51-71 мкм, а у (Bhowany, 2020) – 19-43 мкм. В этом случае весьма вероятен захват минералов матрикса, что, вероятно, наблюдается у Шнайдер, когда недифференцированные спектры REE не установлены для эклогитовых гранатов. Резко повышенное относительно центральных частей содержание LREE в каймах гранатов может быть связано с захватом фенгита из матрикса, который, в свою очередь, характеризуется ярко

выраженной дифференциацией от легких к тяжелым REE с обогащением в области LREE (Schneider et al., 2007).

Механизм формирования кайм в гранатах из эклогитов Берген Аркс подробно изучался предшественниками (Pollok et al., 2008) с привлечением методов TEM и EBSD. Ими было показано, что формирование кайм является результатом весьма ограниченного по времени процесса растворения и переосаждения, т.е. перекристаллизации, инициированной флюидом.

По нашим данным зональность в гранатах из гранулитов комплекса Берген Аркс ни по главным элементам, ни по редким элементам закономерно не наблюдается, что в целом типично для гранулитовых гранатов: высокие температуры способствуют диффузии и выравниванию состава (Carlson, 2012).

Гранаты из эклогитов, в свою очередь, демонстрируют зональность следующего характера: от центра к краю увеличиваются содержание Alm, Grs и Sps миналов и уменьшается содержание Prp минала, что качественно указывает на понижение температуры метаморфизма (Ellis, Green, 1979).

Суммарное содержание REE как для центральных частей, так и для кайм гранатов из эклогитов ниже, чем для гранатов из гранулитов: для гранатов из гранулитов оно лежит в пределах от 7.2 до 9.0 ppm, для центральных частей гранатов из эклогитов - от 3.1 до 4.5 ppm, для кайм гранатов из эклогитов - от 2.4 до 5.6 ppm. Также в пределах каждого исследованного зерна гранатов от центральных частей к кайме усиливается степень дифференциации редкоземельных элементов: кайма гранатов обеднена LREE и обогащена HREE относительно центральной зоны. Спектры REE в каймах гранатов из эклогитов соответствуют типичным спектрам эклогитовых гранатов – с ярко выраженной дифференциацией от легких REE к тяжелым с обеднением в области LREE и обогащением в области HREE (Griffin, Brueckner, 1985; Whitehouse, Platt, 2003; Hyppolito et al., 2019; Liu et al., 2019; Alice et al., 2020 и т.д.).

Для мантийных эклогитов была показана зависимость коэффициента распределения REE между гранатом и клинопироксеном от температуры и давления (Sun, Liang, 2014). При росте давления REE перераспределяются из граната в клинопироксен, а температура влияет только на поведение LREE, причем с ростом температуры происходит перераспределение LREE из клинопироксена в гранат. Нами предполагается, что в процессе эклогитизации гранулитов, происходившей с увеличением давления и уменьшения температуры метаморфизма, LREE перераспределяется из граната в клинопироксен и далее в клинопироксен-плаггиоклазовые симплектиты. Уменьшение суммарного содержания REE для гранатов из эклогитов относительно гранатов из гранулитов также указывает на активное перераспределение REE между гранатами и клинопироксенами, что согласуется с расчетами зависимости коэффициента

распределения REE между гранатом и клинопироксеном от температуры и давления (Sun, Liang, 2014).

Несмотря на то, что описанные минеральные превращения и преобразование гранулитов в эклогиты происходят под воздействием флюида, выноса REE из системы нами не предполагается. Результаты наших исследований эволюции состава пород при эклогитизации гранулитов комплекса Берген Аркс показывают, что процесс эклогитизации был изохимичен (Fig. 9). Ранее было показано, что мобильность редких элементов в водных флюидах весьма ограничена (Rubatto et al., 2020).

Состав гранатов из эклогитов Берген Аркс по редким элементам тоже зонален: краевые зоны гранатов обеднены относительно центральных Ti, V, Cr и обогащены Y. Вероятно, в процессе перекристаллизации каймы гранатов при эклогитизации гранулитов происходит перераспределение Ti, V и Cr в акцессорные фазы – ильменит и магнетит (Рисунок 5.12). Уменьшение содержания Ti может указывать на понижение температуры метаморфизма (Kawasaki, Motoyoshi, 2007), что согласуется с представлением о том, что краевые зоны гранатов являются результатом перекристаллизации гранулитового граната в эклогитовой фации, которая происходила на фоне понижения температуры метаморфизма (Austrheim, Griffin, 1985b; Jamtveit et al., 1990; Boundy et al., 1992; Перчук, 2002; Bhowany et al., 2018).

Отсутствие четкой границы между центральной и краевой зонами гранатов говорит о смене параметров метаморфизма и интенсивном воздействии флюида в процессе перекристаллизации граната. Кроме того, контрастность состава краевых зон гранатов по главным элементам свидетельствует об относительно кратковременном проявлении эклогитового метаморфизма.

В итоге предполагается, что центральная часть гранатов из эклогитов является реликтом гранулитового граната, сохранившимся при наложенном метаморфизме эклогитовой фации, а кайма является результатом перекристаллизации гранулитового граната в ходе эклогитового метаморфизма (Pollok et al., 2008). Увеличение положительной Eu-аномалии в кайме гранатов из эклогитов может быть связано с распадом плагиоклаза в ходе эклогитового метаморфизма, поскольку породы гранулитовой фации являются метаанортозитами, для которых плагиоклаз является основным породообразующим минералом.

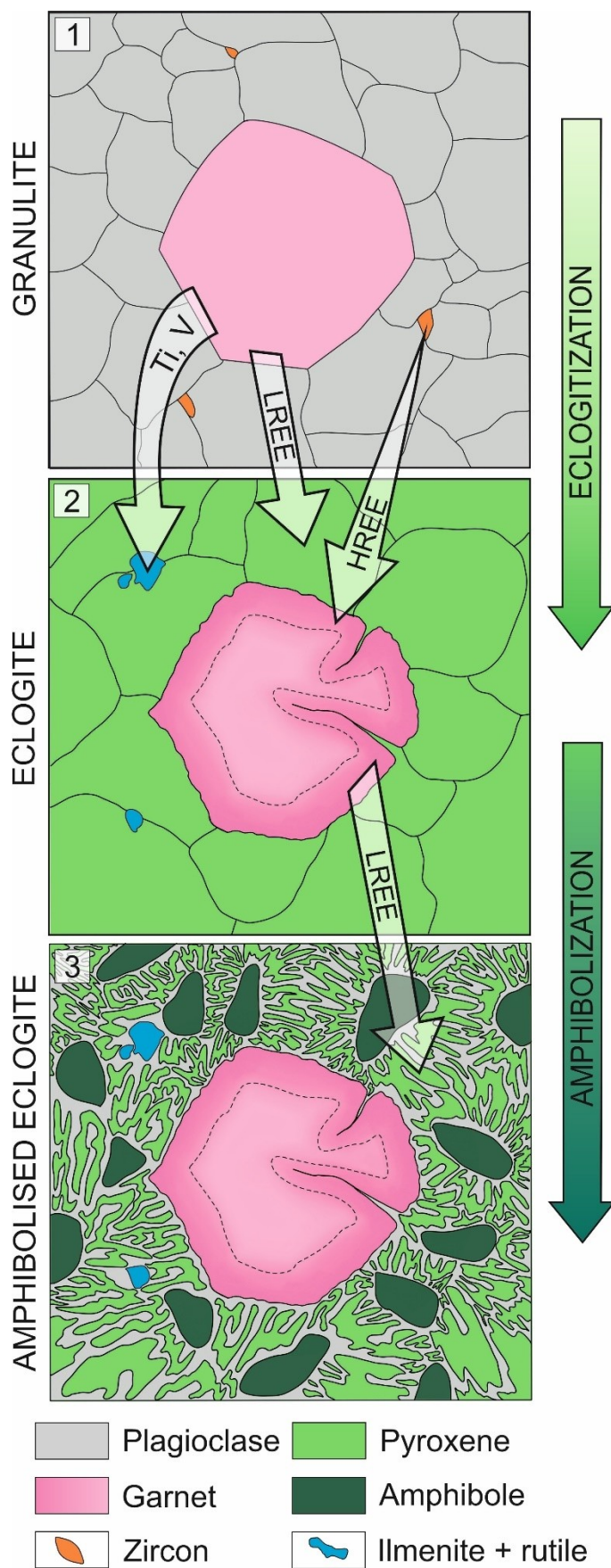


Рисунок 5.12 – Схема перераспределения редких элементов в ходе метаморфизма пород комплекса Берген Аркс.

Моноклинные пироксены встречаются в обоих типах исследуемых пород. В гранулитах они формируют секущие прожилки мощностью до 5-10 мм, в некоторых случаях с гранатом (Рисунок 5.13а, б). Расчет компонентного состава, согласно общепринятой классификации пироксенов (Morimoto, 1988), показал, что моноклинные пироксены из гранулитов представлены диопсидом с содержанием жадеитового минала до 8.5 %.

В эклогитах моноклинные пироксены чаще всего входят в состав пироксен-плагноклазовых симплектитов или, что наблюдается значительно реже, формируют реликтовые зерна размером до 100 мкм (Рисунок 5.13с, d). По классификации (Morimoto, 1988) первичные реликтовые пироксены относятся к омфациту с содержанием жадеитового минала от 30 до 40 %. Симплектитовые пироксены характеризуются значительно более низким содержанием жадеитового минала (от 13 до 20 %), что вполне типично для моноклинных пироксенов эклогитов, поскольку известно, что симплектиты формируются уже на регрессивной стадии метаморфизма с перераспределением Na из пироксенов в новообразованные кислые плагноклазы (в нашем случае это альбит-олигоклаз, № 11-25). Нередко наблюдается замещение реликтовых зерен первичных моноклинных пироксенов симплектитами и в этих промежуточных разностях содержание жадеитового минала колеблется от 15 до 30 %.

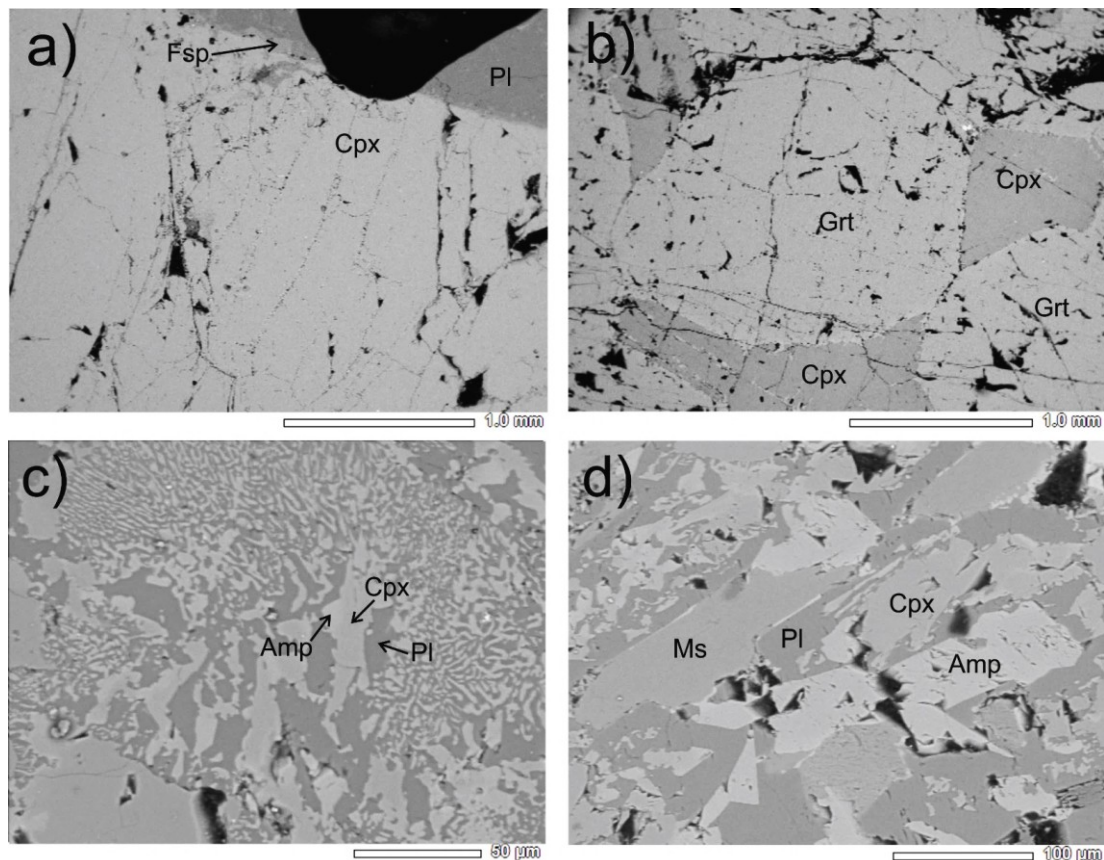


Рисунок 5.13 – BSE-изображения моноклинных пироксенов из: а-б) гранулитов (обр. 1801, 1815); с-d) эклогитов (обр. 1802, 1810)

Помимо всего прочего, моноклинные пироксены эклогитов отличаются значительно более высокими содержаниями Al_2O_3 (до 15 мас. %), что вообще для пироксенов нетипично, однако уже описывалось для низкотемпературных эклогитов некоторых регионов. Для преимущественно жадеитовых пироксенов описываются положительная корреляционная связь Al^{VI} с Na и отрицательная с Ca, Mg, Fe^{2+} , что соответствуют изоморфному замещению $\text{NaAl}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Ca} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$ (Соболев, 1971).

Распределение редких и редкоземельных элементов изучалось в прожилковых пироксенах из гранулита (обр. 1801) и первичных пироксенах из эклогита (обр. 1802). Симплектитовый пироксен имеет слишком малый размер зёрен для анализа его методом SIMS.

Распределения REE в моноклинных пироксенах из гранулитов (обр. 1801) характеризуются слабо дифференцированным спектром с понижением содержания от легких к тяжелым REE (Рисунок 5.14). Наличие такого наклона спектра обычно связывают с присутствием в парагенезисе гранатов – типичных концентраторов HREE, что позволяет предположить одновременное образование гранатов и моноклинных пироксенов в гранулитах.

Эклогитовые пироксены отличаются значительно более низким суммарным содержанием REE (до 0.2 ppm), в то время как в гранулитовых пироксенах суммарное содержание REE достигает 40 - 44 ppm (Таблица 5.9). Распределение REE для моноклинных пироксенов из эклогитов (обр. 1802) отличается практически выположенной формой спектра с незначительным понижением содержания LREE (примерно на один порядок относительно MREE и HREE) (Рисунок 5.14). Кроме того, наблюдается слабовыраженная отрицательная Ce-аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.3 - 0.8$). Можно предположить, что Ce перераспределяется в акцессорные фазы, например, в монацит, который нами, однако, не наблюдался, но описывался предшественниками. Кроме монацита Ce мог концентрировать и циркон, но, как будет описано далее, в эклогитовых каймах в цирконе также понижается содержание Ce относительно его гранулитовых ядер, то есть, вероятнее всего, концентратором Ce является монацит.

В обоих случаях (для пироксенов из гранулитов и из эклогитов) характерна положительная Eu-аномалия, но её величина растет от 2.3 – 2.9 в пироксенах из гранулитов до 4.2 – 6.1 в пироксенах из эклогитов.

Моноклинные пироксены из гранулитов и эклогитов резко различаются по составу не только редкоземельных элементов, но и редких. Первые характеризуются значительно более высокими содержаниями Ti, V, Cr, Y, Zr, Nb и Hf. Вероятно, также, как и в гранатах, в процессе эклогитизации происходит перераспределение этих компонентов в акцессорные фазы: например, в ильменит (Ti, V), магнетит (Cr) и в циркон (Hf).

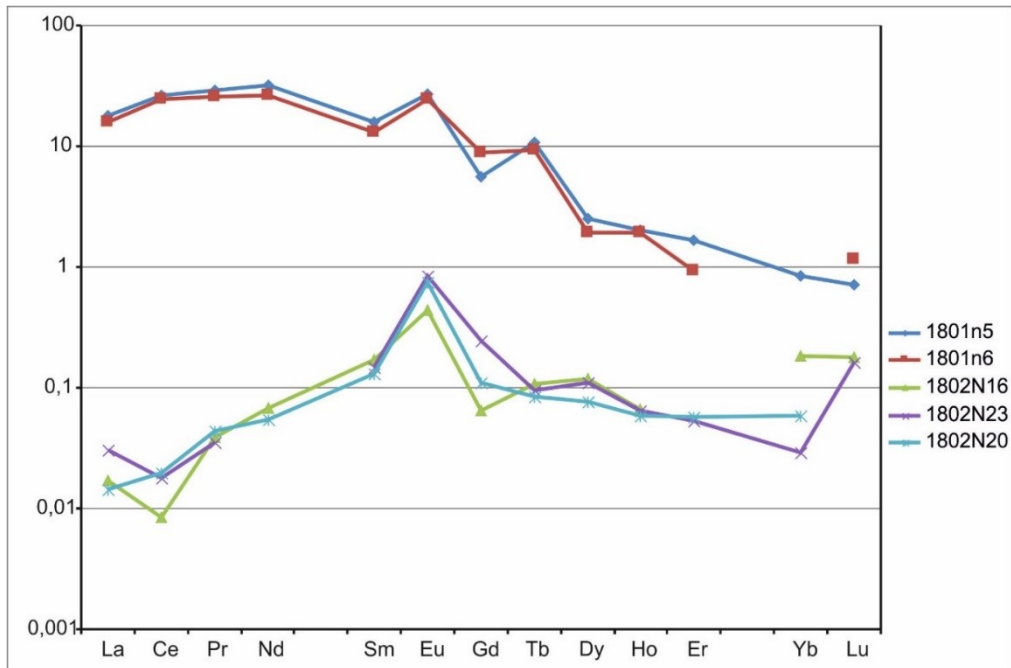


Рисунок 5.14 – Спектры распределения REE в моноклинных пироксенах из гранулита (обр. 1801) и эклогита (обр. 1802).

Таблица 5.9 – Представительные анализы пироксенов из гранулитов и эклогитов комплекса Берген Аркс.

Обр.	Гранулит		Эклогит		
	1801		1802		
№ точки	5	6	16	20	23
SiO ₂	49.9	50.6	56.5	56.0	56.9
TiO ₂	0.76	0.68	-	-	0.12
Al ₂ O ₃	10.0	9.12	14.4	14.2	13.6
FeO	7.90	6.49	5.45	5.14	4.75
MnO	0.20	0.03	0.16	0.09	0.17
MgO	10.8	10.31	5.82	6.09	6.00
CaO	18.6	21.1	11.0	11.9	12.0
Na ₂ O	1.81	1.66	6.61	6.57	6.44
K ₂ O	-	-	-	-	0.02
Сумма	100	99.9	99.9	100	100
La	4.22	3.77	-	-	0.01
Ce	16.0	14.8	0.01	0.01	0.01
Pr	2.70	2.39	-	-	-
Nd	14.6	12.0	0.03	0.02	-
Sm	2.31	1.93	0.03	0.02	0.02
Eu	1.52	1.38	0.02	0.04	0.05
Gd	1.09	1.76	0.01	0.02	0.05
Tb	0.39	0.33	-	-	-
Dy	0.61	0.47	0.03	0.02	0.03
Ho	0.11	0.10	-	-	-
Er	0.26	0.15	-	0.01	0.01
Yb	0.13	-	0.03	0.01	-
Lu	0.02	0.03	-	-	-
Σ REE	44.0	39.1	0.18	0.17	0.19
Eu/Eu*	2.91	2.28	4.16	6.14	4.40
Ce/Ce*	1.15	1.19	0.33	0.78	0.55
Ti	4614	3547	898	966	979
V	174	137	36.4	37.7	37.8
Cr	247	216	51.8	50.4	49.7
Rb	5.68	2.23	2.06	2.23	1.05
Sr	68.5	69.3	46.3	44.7	48.7
Y	1.68	1.48	0.09	0.09	0.08
Zr	124	113	1.29	0.96	1.09
Nb	2.15	1.53	0.01	0.01	0.01
Ba	0.52	0.20	0.57	2.13	2.68
Hf	2.43	2.00	0.05	0.03	0.04

Амфиболы являются результатом более поздних наложенных процессов амфиболизации и наиболее распространены в эклогитах, как в структурно более проницаемых для флюида породах. В гранулитах амфиболы встречаются крайне редко в виде включений (обр. 1801) и жилков (обр. 1804) в гранатах (Рисунок 5.15а). По классификации (Leake et al., 1997) они относятся к практически чистым паргаситам с повышенным (относительно амфиболов из эклогитов) отношением $Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

В эклогитах амфиболы формируют несколько морфологических типов зёрен, которые, однако, нельзя назвать разными генерациями, поскольку их формирование скорее всего связано с одними и теми же процессами амфиболизации, проявленными в разной степени. Довольно часто амфиболы могут частично (по краю зёрен) или полностью замещать моноклинные пироксены в симплектиках. В некоторых случаях этот процесс развивается настолько, что формируются так называемые келифитовые каймы вокруг гранатов (Рисунок 5.15b), где кроме амфиболов, кислых плагиоклазов и моноклинных пироксенов могут наблюдаться минералы группы клиноцоизита. Часто встречаются гипидиоморфные крупные зерна (до 100 мкм в поперечнике) амфибола в основной ткани породы.

По классификации (Leake et al., 1997) все вышеописанные амфиболы принадлежат ряду эденит → паргасит → ферропаргасит (Рисунок 5.16). При этом, их состав меняется в зависимости от степени проявления амфиболизации: для наиболее слабоамфиболизированных разновидностей (обр. 1807, 1810, 1813) характерны пониженные отношение $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ и содержание Si и их состав ближе к паргаситу-ферропаргаситу, в то время как для сильноамфиболизированных образцов (обр. 1802, частично 1813) и полнопроявленных амфиболитов (обр. 1816), наоборот, характерны повышенные отношение $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ и содержание Si – их состав ближе к эдениту. Кроме того, в состав амфиболов эклогитов нередко входит Cl (до 0.98 мас. %) и Ti (до 0.49 мас. %).

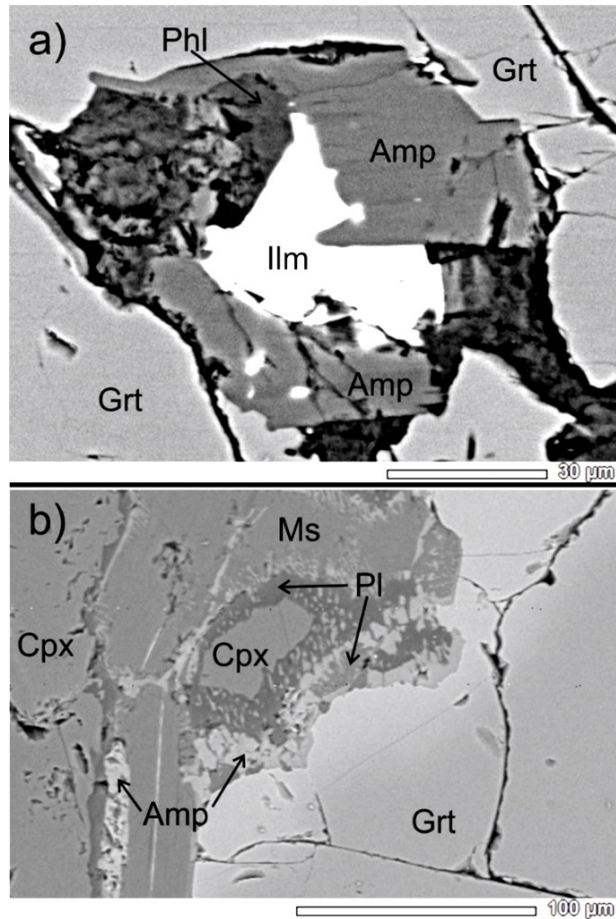


Рисунок 5.15 – BSE-изображения амфиболов: а) в виде включения в гранате из гранулита (обр. 1801); б) в келифитовой кайме вокруг граната в элогите (обр. 1802).

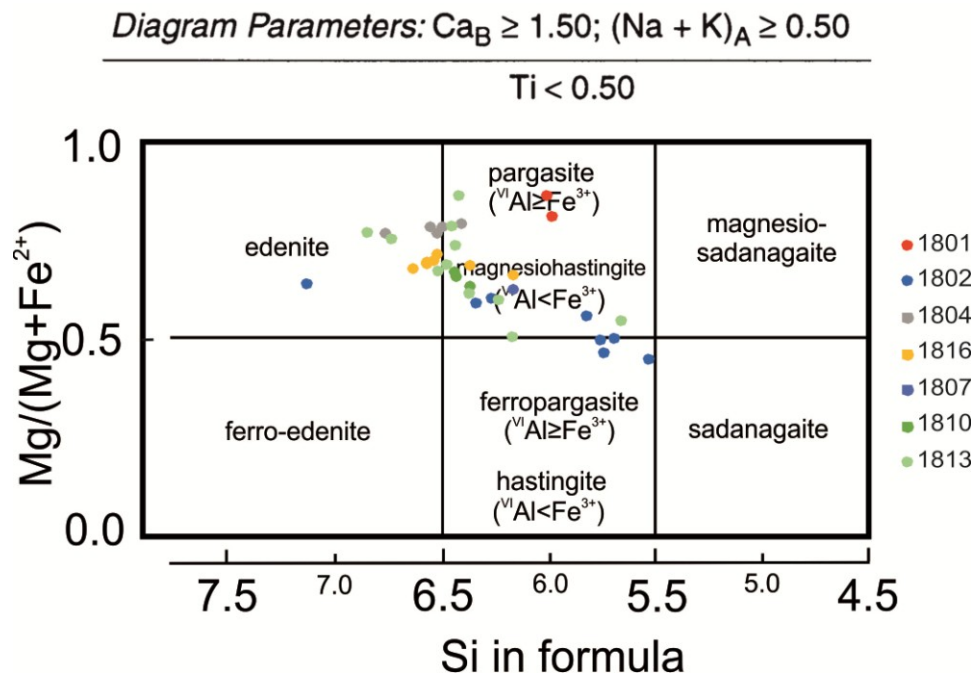


Рисунок 5.16. Классификационная диаграмма по (Leake et al., 1997) для кальциевых амфиболов из пород комплекса Берген Аркс.

5.4 Выводы по главе 5

Результаты исследования состава породообразующих минералов как по главным, так и по редким и редкоземельным элементам позволили выявить следующее:

1. Для минералов из пород ЗГР и БПП при амфиболитизации эклогитов наблюдаются некоторые общие закономерности в распределении элементов (характер зональности гранатов из гранатовых амфиболитов по главным и по редкоземельным элементам; проявление эффекта наследования при замещении пироксенов амфиболами; перераспределение Ti из гранатов в ильменит). При этом есть и различия: в ЗГР состав гранатов по главным элементам в ходе амфиболитового метаморфизма меняется полностью, в то время как в БПП центральная часть зёрен гранатов из гранатовых амфиболитов сохраняет состав, аналогичный гранату из эклогитов. Предполагается, что главным фактором, повлиявшим на состав гранатов по главным элементам, является степень изохимичности процессов преобразования эклогитов. Кроме того, есть различия и в поведении амфиболов: при процессе наложения регрессивного метаморфизма на эклогиты для ЗГР амфиболы обедняются REE, причем в большей степени – LREE, а для БПП амфиболы обогащаются HREE.

2. Для гранатов из эклогитов комплекса Берген Аркс установлено, что их центральная часть является реликтом гранулитового граната, а кайма является результатом перекристаллизации гранулитового граната в ходе эклогитового метаморфизма. В процессе эклогитизации гранулитов HREE перераспределяются из циркона в каймы гранатов, а Ti, V и Cr из кайм гранатов в акцессорные фазы – ильменит, рутил и магнетит. При эклогитизации гранулитов и дальнейшей амфиболитизации эклогитов происходит перераспределение LREE из кайм гранатов в клинопироксен и далее в клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты.

Таким образом, **в процессах эклогитизации гранулитов и амфиболитизации эклогитов редкие и редкоземельные элементы активно перераспределяются между сосуществующими минералами (при эклогитизации гранулитов гранаты обогащаются HREE; при амфиболитизации эклогитов гранаты обедняются HREE, Ti и Y, пироксены обогащаются REE, при этом амфиболы наследуют характер распределения REE в пироксенах).**

ГЛАВА 6 ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ

Одной из важнейших задач при расшифровке истории развития полиметаморфических комплексов является геохронологическое исследование пород, корректная интерпретация которого невозможна без целого комплекса прецизионных изотопно-геохимических методов.

Одним из главных петрогенетических инструментов современного исследователя является такой акцессорный минерал как циркон – он кристаллизуется в широком диапазоне условий в разнообразных породах и геодинамических обстановках и сохраняет в себе информацию о каждом пережитом им геологическом событии. Циркон нередко бывает гетерогенным, а высокая температура закрытия U-Pb системы (Lee et al., 1997) и физическая и химическая устойчивость этого минерала позволяют использовать его как геохронометр для датирования пород из высокоградиентных полиметаморфических комплексов. Благодаря локальным методам исследования редкоэлементного и изотопного состава минералов (SIMS, LA-ICP-MS) мы можем не только продатировать конкретное геологическое событие, но и определить условия кристаллизации циркона: как фаза, способная содержать значительные количества чувствительных к условиям кристаллизации редких элементов, включая REE, Y, Ti, Hf и др., циркон может сохранять убедительные свидетельства геологических процессов, протекавших во время формирования и преобразования земной коры (Harley, Kelly, 2007).

Другим часто используемым методом датирования гранатсодержащих метаморфических пород является Sm-Nd метод. Ключевой его особенностью является то, что в цепочку распада вовлечены два редкоземельных элемента: с одной стороны, их поведение в геологических процессах очень схоже, они не подвержены сильному влиянию процессов выветривания и относительно медленно диффундируют в минералах, а значит, Sm-Nd система может быть более устойчивой к переуравновешиванию, чем другие изотопные системы (K-Ar, Rb-Sr), и, таким образом, способна обеспечить точный возраст пород со сложной метаморфической историей. С другой стороны, в ходе некоторых процессов, связанных с частичным плавлением и кристаллизационной дифференциацией, происходит фракционирование этих элементов, что позволяет исследователям определять источник вещества и так называемый модельный возраст – предполагаемый возраст отделения магматического протолита исследуемых от деплетированной мантии (DePaolo, Wasserburg, 1976).

В главе приведены результаты исследования изотопно-геохимических особенностей циркона из гранулитов комплекса Берген Аркс и из жилы пегматитов, секущих эклогиты, Гридино (БПП), а также результаты исследования Sm-Nd системы в гранулитах и эклогитах комплекса Берген Аркс.

6.1 Изотопно-геохимическая характеристика циркона из гранулитов комплекса Берген Аркс

Несмотря на то, что комплекс Берген Аркс в целом хорошо изученный объект, геохронологические данные для пород комплекса, особенно для протолита эклогитов – гранулитов, весьма ограничены и отличаются разбросом значений: U-Pb возраст циркона из гранулитов по (Boundy et al., 1997) 945 ± 5 Ma, по (Bingen et al., 2001) 933 ± 2 и 929 ± 1 Ma, а Sm-Nd и Rb-Sr изохроны дают разброс от 929 ± 9 до 835 ± 7 Ma (Cohen et al., 1988; Burton et al., 1995; Kühn et al., 2000). Датирование гранулитов и эклогитов по циркону в основном осуществлялось валовым «классическим» методом, не учитывающим гетерогенность строения циркона. Редкоэлементный состав циркона был описан только в одной публикации (Bingen et al., 2004), и только в отношении REE, без рассмотрения редких элементов. Изотопный состав кислорода в цирконе из пород комплекса Берген Аркс не исследовался вообще.

В данном разделе рассмотрен циркон из образца гранулита 1801 (Скублов и др., 2019). Из образца было выделено около 45 зёрен циркона. В большинстве случаев зерна циркона имеют округлую форму, коэффициент удлинения не более 2 (Рисунок 6.1). Размер зёрен по удлинению варьирует в пределах 300-500 мкм, реже встречаются обломки более крупных зёрен. На CL-изображении наблюдается отчетливая гетерогенность значительной части зёрен циркона, выражающаяся в наличии ядер и кайм переменной мощности. Центральные части зёрен характеризуются мозаичной зональностью в серых тонах, характерной для гранулитового циркона (Каулина, 2010). Краевые зоны светлого цвета однородны, мощность их переменная (до 100 мкм), и в ряде случаев они секут зональность центральных частей зёрен.

Поскольку каймы контрастно отличаются от центральных частей зёрен циркона, секут зональность центральных зон и их мощность распределена неравномерно в пределах зерна (например, от 30 до 100 мкм в точках 24, 37 и 22, 38 на Рисунок 6.1), то предполагается, что каймы циркона являются результатом процессов перекристаллизации, а не твердотельной диффузии. В данном случае, под термином «перекристаллизация» подразумевается процесс растворения и повторной кристаллизации («dissolution-reprecipitation») циркона (Geisler et al., 2007; Harley, Kelly, 2007). Результаты моделирования в (Kohn et al., 2015) методом Theriak-Domino показали, что несмотря на то, что процессы растворения циркона характерны для проградного метаморфизма основных пород, циркон довольно редко растворяется полностью и сохраняет реликтовые ядра.

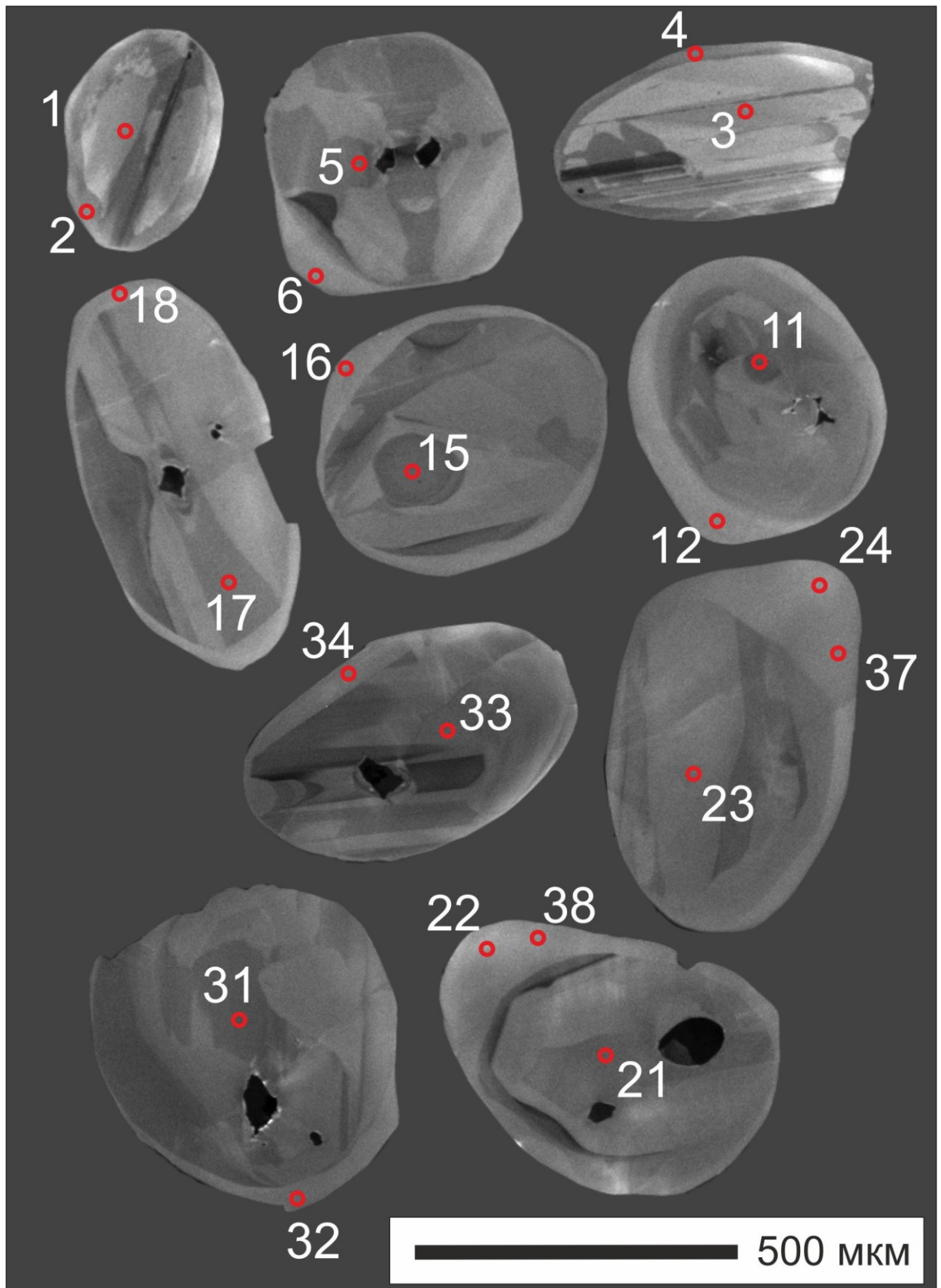


Рисунок 6.1 – Изображение циркона из гранулитов комплекса Берген Аркс в режиме катодолуминесценции (CL). Кружками отмечены точки анализа циркона на ионном микрозонде (U-Pb возраст, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

Таблица 6.1 – Представительные анализы состава циркона из гранулитов комплекса Берген Аркс (обр. 1801).

Точка анализа	Центральная часть			Кайма				
	11	21	23	12	22	38	24	37
La	0.05	0.11	0.05	0.03	0.07	0.02	0.06	0.04
Ce	9.62	12.6	7.99	1.46	1.42	1.36	1.37	1.22
Pr	0.19	0.65	0.11	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
Nd	3.08	8.55	1.48	0.35	0.28	0.23	0.15	0.11
Sm	5.00	6.83	2.09	0.86	0.63	0.28	0.98	0.15
Eu	1.41	2.71	1.03	0.17	0.13	0.10	0.14	0.09
Gd	8.18	15.3	6.84	0.49	0.48	0.53	0.30	0.27
Dy	10.7	20.5	9.90	0.49	0.71	0.59	0.31	0.32
Er	7.46	14.5	8.25	0.43	0.44	0.36	0.19	0.21
Yb	7.36	14.4	9.31	4.28	1.37	0.65	3.68	0.79
Lu	1.12	2.04	1.18	0.07	0.06	0.09	0.05	0.04
Li	0.54	0.56	0.33	0.16	0.16	0.19	0.19	0.17
P	132	133	96.5	235	153	154	145	171
Ca	36.7	10.8	7.05	5.65	5.57	6.83	18.4	4.28
Ti	37.0	34.4	52.1	44.0	58.6	53.5	51.0	44.6
Sr	0.66	0.53	0.44	0.72	0.63	0.61	0.58	0.67
Y	76.8	134	69.7	3.56	5.34	4.78	3.12	2.99
Nb	12.0	9.48	3.57	7.27	14.8	11.0	5.15	9.27
Ba	2.29	1.06	1.73	1.75	1.77	1.09	2.03	1.58
Hf	12193	11332	12536	14424	14834	15047	15051	14620
Th	32.1	34.9	12.7	14.1	13.3	13.7	13.1	12.1
U	94.7	112	61.1	32.1	27.9	30.4	31.9	27.4
Th/U	0.34	0.31	0.21	0.44	0.48	0.45	0.41	0.44
Eu/Eu*	0.67	0.81	0.83	0.81	0.70	0.78	0.79	1.34
Ce/Ce*	23.5	11.3	25.2	10.1	7.20	15.6	9.45	15.1
ΣREE	54.1	98.3	48.2	8.68	5.62	4.23	7.23	3.24
ΣLREE	12.9	21.9	9.64	1.88	1.80	1.63	1.59	1.37
ΣHREE	34.8	66.8	35.5	5.77	3.06	2.22	4.52	1.63
Lu _N /La _N	210	173	218	24.7	9.15	36.5	7.39	9.71
Lu _N /Gd _N	1.11	1.07	1.39	1.18	1.09	1.34	1.23	1.19
Sm _N /La _N	156	96.6	64.4	49.3	14.9	19.3	26.4	6.21

Датирование циркона проводилось локально, как в центральных, так и в краевых частях зёрен. Все 38 продатированных точек циркона образуют конкордантный кластер с конкордантным значением возраста 933 ± 7 Ма (MSWD = 0.93, Рисунок 6.2). Это значение возраста совпадает в пределах погрешности с временем проявления позднего свеконорвежского метаморфизма гранулитовой фации, определенного ранее методом ID-TIMS как 929 ± 1 Ма для гранулитов комплекса Берген Аркс (Bingen et al., 2001).

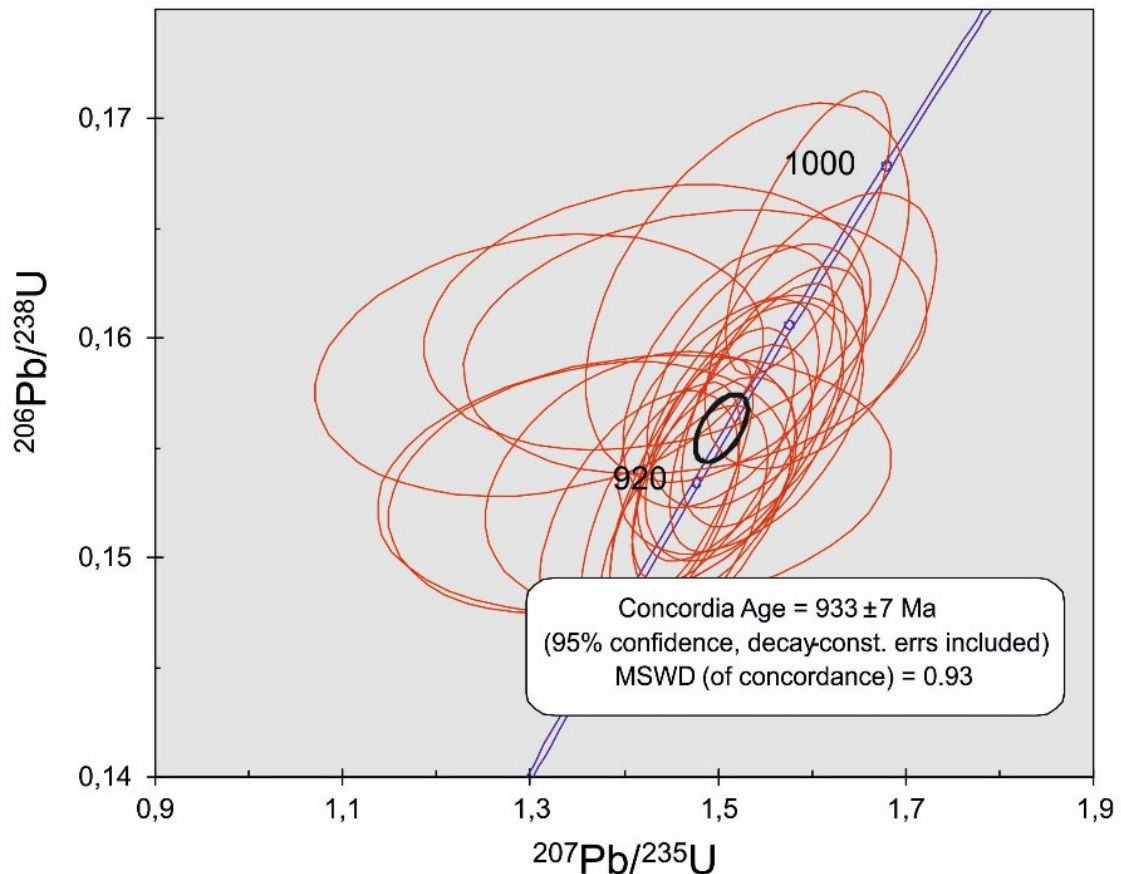


Рисунок 6.2 – Диаграмма с конкордией для циркона из гранулита (обр. 1801).

Несмотря на сходство значений возраста, циркон из центральных и краевых частей (кайм) зерен, контрастно отличается по распределению REE (Рисунок 6.3). Для центральных частей зёрен характерны спектры с резко выраженной дифференциацией от легким к средним REE с обеднением спектра в области LREE и выполаживанием спектра в области HREE (Lu_N/La_N лежит в интервале 114-357, а Lu_N/Gd_N – 0.90-2.04). Суммарное содержание REE варьирует от 35.6 до 138 ppm. Наблюдается ярко выраженная положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* лежит в интервале от 8.84 до 28.9) и слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.65-0.93$). Содержание Y для центральных частей зёрен варьирует от 50.1 до 207 (в среднем 114 ppm). Содержание таких неформульных элементов как Ca, Sr, Ba, Ti и Nb

установлено на невысоком уровне, для Sr и Ba – первые ppm, а для Ca, Ti и Nb – первые десятки ppm.

Краевые зоны зёрен характеризуются схожей формой спектров REE с дифференциацией в области LREE и выполаживанием в области HREE (Lu_N/La_N лежит в интервале 2.29-208, $Lu_N/Gd_N = 0.86-1.62$), однако суммарное содержание REE в каймах ниже: если среднее содержание REE в центральных частях зерен составляет 82.8 ppm, то в каймах – в несколько раз меньше (в среднем 18.3 ppm). Величина Ce-аномалии в каймах понижается по сравнению с центральными частями (в среднем Ce/Ce^* составляет 17.5 и 13.0, соответственно). Отрицательная Eu-аномалия слабо проявлена ($Eu/Eu^* = 0.48-0.98$), в двух точках каймы (28, 37 в Таблица X) Eu-аномалия положительная ($Eu/Eu^* = 1.32-1.34$). Обе группы циркона характеризуются горизонтальным спектром распределения в области HREE. Пологая форма спектра в области HREE характерна для циркона гранат-содержащих эклогитовых и гранулитовых парагенезисов (Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002; Hermann, Rubatto, 2003; Whitehouse, Platt, 2003; Bingen et al., 2004; Gilotti, Nutman, Brueckner, 2004; Hokada, Harley, 2004; Root et al., 2004; Kelly, Harley, 2005 и др.).

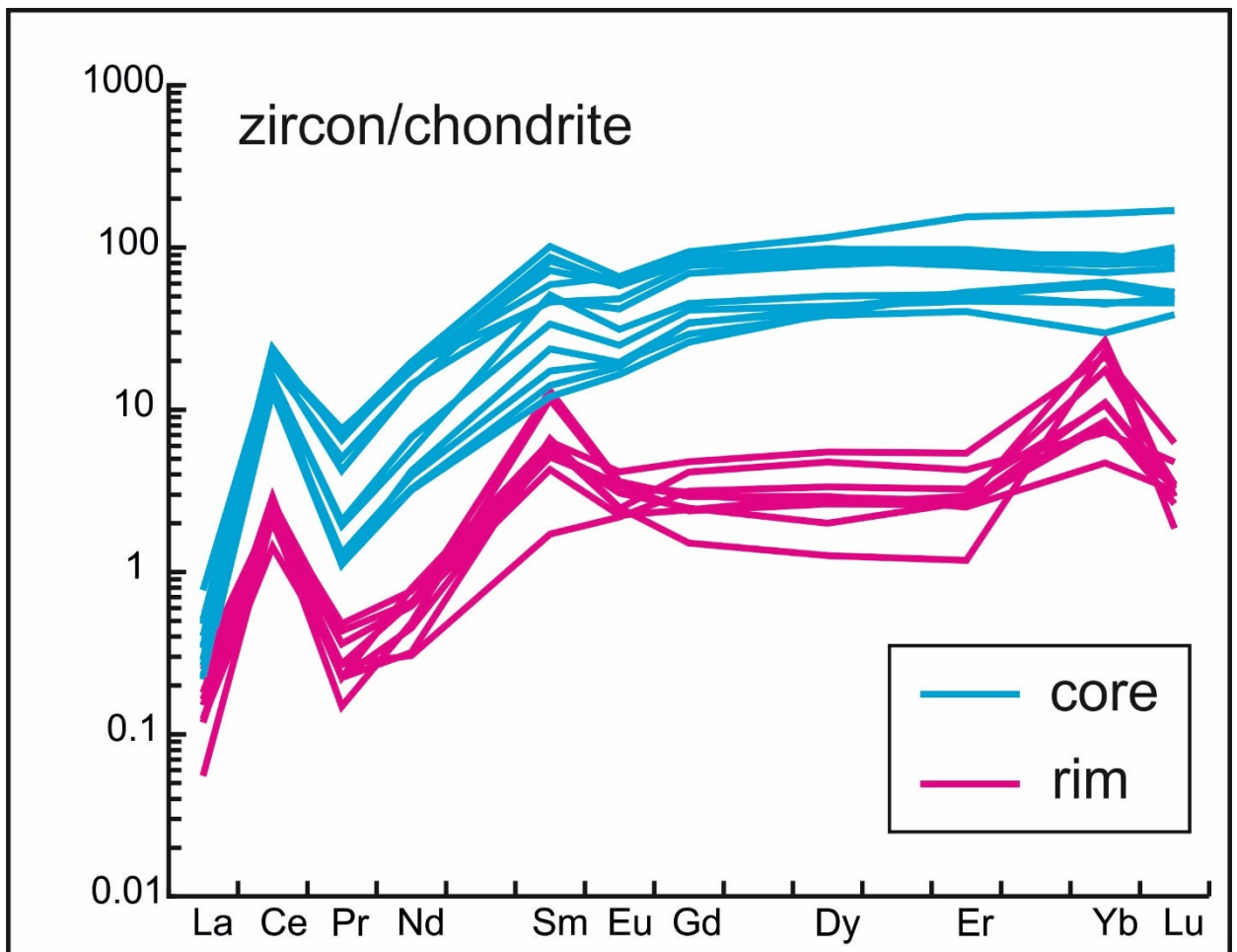


Рисунок 6.3 – Спектры распределения REE для циркона из гранулитов (обр. 1801)

Из редких элементов в краевых частях зерен наиболее значительно понижается содержание Y (в среднем от 114 до 21.4 ppm, соответственно). Содержание неформульных для циркона элементов – Ca, Sr, Ba, Ti, Nb варьирует слабо, что указывает на отсутствие привноса этих элементов флюидом при кристаллизации краевых частей зерен, вероятно, путем перекристаллизации ранее образованных центральных частей (Geisler et al., 2007). Содержание Li умеренно понижается в каймах (в среднем от 1.60 до 1.09 ppm), а содержание Hf повышается – в среднем от 12967 до 15050 ppm. Содержание Th и U уменьшается в 2-3 раза при переходе от центральной к краевой части зерен циркона. Th/U отношение при этом незначительно увеличивается (от 0.28 до 0.39). Принято считать, что для метаморфических цирконов Th/U отношение < 0.1 , однако существуют исключения и циркон с Th/U отношением > 0.1 чаще всего встречается в НТ и УНТ ($>900^\circ\text{C}$) метаморфических породах (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Möller et al., 2003; Kelly, Harley, 2005; Harley et al., 2007). Содержание Th в цирконе контролируется концентрацией Th и U и Th/U отношением в системе в целом, а также наличием в системе ториевых фаз, таких как монацит и алланит (Rubatto, 2017; Yakymchuk et al., 2018).

Указанные выше закономерности изменения состава циркона, в первую очередь, характер поведения HREE, Y и Hf (Скублов и др., 2012), указывают на образование кайм при эклогитизации гранулитов. Циркон оказывается достаточно устойчивым к воздействию эклогитового флюида, поскольку краевые зоны, испытавшие перекристаллизацию, вероятно, преимущественно в твердом состоянии (Hoskin, Black, 2000), распространены не повсеместно и в основном имеют незначительную ширину. При этом U-Pb система демонстрирует устойчивость к перекристаллизации, возраст циркона сохраняется.

Изотопная система кислорода также не реагирует на перекристаллизацию циркона в процессе эклогитового метаморфизма. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ для обеих групп циркона совпадает в пределах погрешности определения – 5.69 и 5.67‰, соответственно (Таблица 6.1, рисю 6.4). Причина такого несоответствия поведения изотопной системы кислорода и редкоэлементного состава циркона, вероятно, заключается в том, что атомы кислорода более устойчиво «закреплены» в кристаллической структуре циркона, в отличие от несовместимых для циркона элементов (REE и ряда других редких элементов). Потенциальная устойчивость $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ отношения в цирконе была смоделирована в (Cherniak, Watson, 2003) с использованием только экспериментально полученных значений коэффициента диффузии. По сравнению с Pb, U или другими редкими элементами, диффузия кислорода в цирконе происходит гораздо быстрее, так что значение $\delta^{18}\text{O}$ кислорода в домене ~ 100 мкм должно сохраняться менее 0.1 Ма при температуре 700°C , и только 5700 лет при 900°C . Однако природные цирконы нередко демонстрируют устойчивость изотопной системы кислорода даже при высокоградиентном

метаморфизме: например, реликтовые ядра циркона с очень низким $\delta^{18}\text{O}$, сохранившиеся при температуре метаморфизма $\sim 750^\circ\text{C}$, широко распространены в гнейсах Даби-Сулу (Chen et al., 2011; Sheng et al., 2012). Так вопрос диффузии кислорода в цирконе остаётся открытым.

Таблица 6.2 – Изотопный состав кислорода в цирконе из гранулитов комплекса Берген Аркс.

	Центр зерна				Край зерна		
	№ точки	$\delta^{18}\text{O}$	2SE		№ точки	$\delta^{18}\text{O}$	2SE
	1	5.35	0.11		2	5.92	0.16
	3	5.52	0.13		4	5.71	0.18
	5	5.54	0.13		6	5.61	0.18
	7	5.44	0.11		8	5.74	0.18
	9	5.57	0.17		10	5.69	0.18
	11	5.68	0.12		12	5.60	0.16
	13	5.68	0.19		14	5.56	0.25
	15	5.65	0.19		16	5.38	0.14
	17	5.67	0.15		18	5.44	0.09
	19	5.78	0.18		20	5.65	0.15
	21	6.01	0.13		22	5.92	0.19
	23	5.84	0.15		24	5.86	0.21
	25	5.87	0.22		26	5.57	0.27
	27	5.83	0.25		28	5.88	0.23
	29	5.58	0.19		30	5.60	0.16
	31	5.72	0.15		32	5.64	0.14
	33	5.75	0.15		34	5.57	0.11
	35	5.92	0.08		36	5.71	0.12
	Ср. знач.	5.69	0.16		Ср. знач.	5.67	0.17

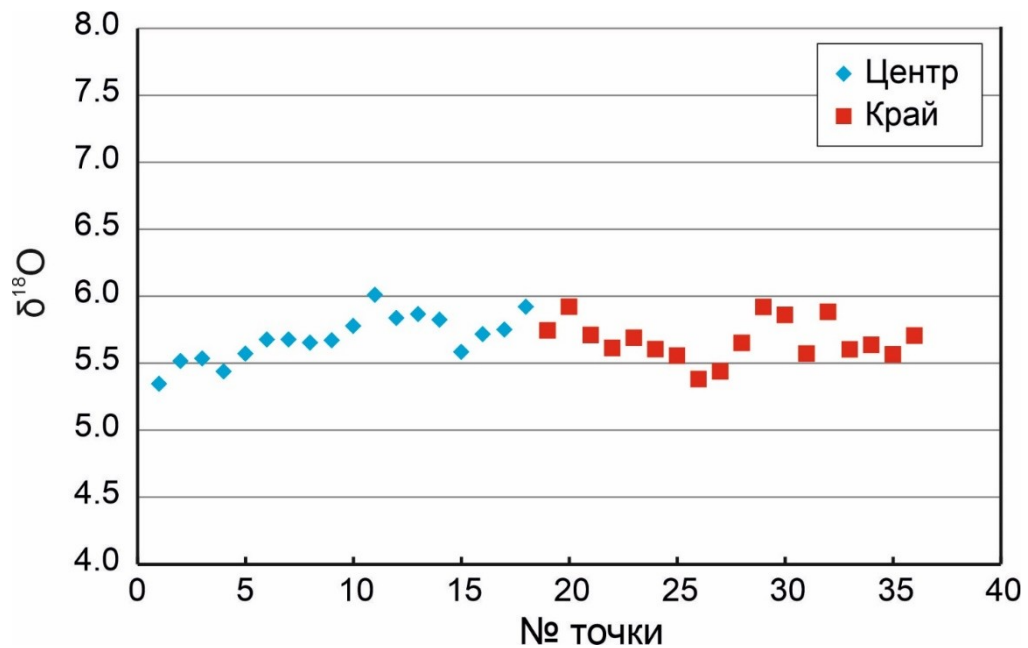


Рисунок 6.4 – Изотопный состав кислорода в цирконе из гранулитов комплекса Берген Аркс.

6.2 Исследование Sm-Nd системы в породах комплекса Берген Аркс

При помощи метода изотопного разбавления (ID-TIMS) был произведен анализ Sm-Nd систем минералов (граната и клинопироксена) и эклогитовых пород в целом для определения концентраций Nd и Sm.

Датирование граната (с процедурой предварительной сернокислотной обработки), клинопироксена и валовой пробы гранулита Sm-Nd методом дало эррохроны с возрастом 865 Ма (обр. 1801) и 949 Ма (обр. 1806) и высокими погрешностями его определения. Учитывая, что клинопироксен может быть неравновесен с гранатом, были рассчитаны двухточечные изохроны WR-Grt, которые дали значение возраста 794 ± 10 Ма и 927 ± 13 Ма. Ранее для граната из коронитовых гранулитов комплекса Берген Аркс Sm-Nd методом было получено значение возраста около 905-912 Ма (Cohen et al., 1988). Предполагается, что наши данные (~800 Ма) отражают нарушение Sm-Nd изотопной системы в результате эклогитизации гранулитов. Изохрона, полученная по результатам анализа пробы 1806 (Рисунок 6.5), со значением возраста 927 ± 13 Ма близка к датировкам, сделанным по циркону (Boundy et al., 1997; Bingen et al., 2001) и дающим возраст гранулитового метаморфизма 929 ± 1 Ма и 945 ± 5 Ма соответственно.

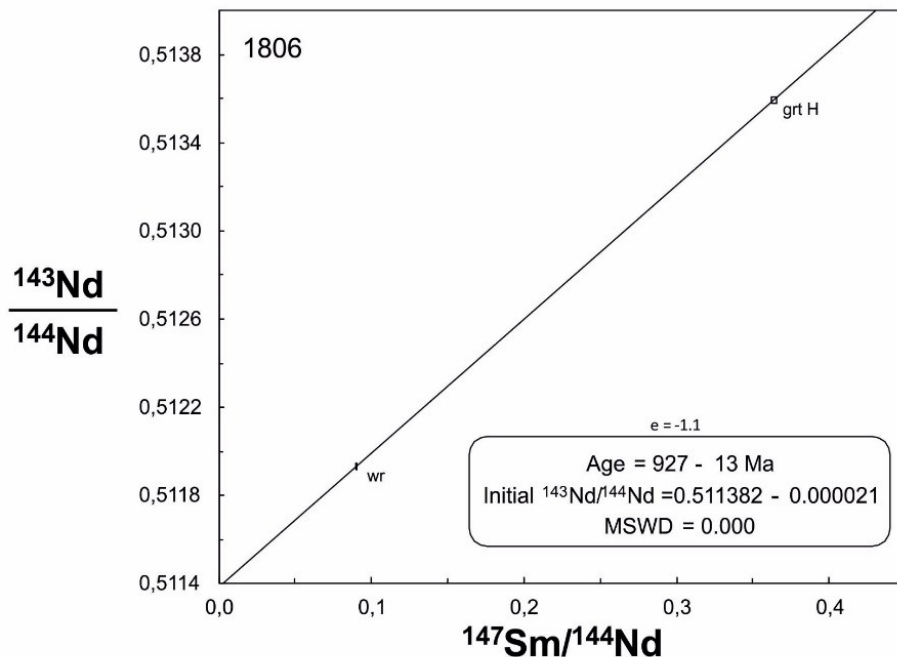


Рисунок 6.5 – Sm-Nd изохрона для гранулита (1806).

Для эклогитов были получены эррохроны с возрастом 843 Ма (обр. 1802) и 908 Ма (обр. 1807) также с высокими погрешностями определения. Двухточечные изохроны WR-Grt дали возрасты в 865 ± 19 Ма и 899 ± 12 Ма соответственно. Эти данные очень далеки от датировок этим же методом предшественниками (440 ± 17 Ма по (Boundy et al., 1997)), поэтому можно

предположить, что Sm-Nd возраст граната около 850-900 Ма отражает остывание после гранулитового метаморфизма, но не каледонский эклогитовый метаморфизм.

При изучении Sm-Nd системы различных пород имеется возможность определить предполагаемое время отделения их протолита от деплетированной мантии, так называемый T(DM), по измеренному изотопному составу современного и первичного неодима (ϵ_{Nd}) в данной породе. Изотопная эволюция Nd на Земле аппроксимируется моделью, называемой CHUR (chondritic uniform reservoir = однородный хондритовый резервуар). В нашем случае модельный возраст (t_{DM}) оценивается в 1245 Ма (обр. 1801) и 1505-1574 Ма (обр. 1802, 1806, 1807). Этот возраст может отображать время магматического этапа развития комплекса, то есть время формирования расслоенной интрузии, ставшей впоследствии протолитом комплекса Берген Аркс.

Положительное значение ϵ показывает, что породы произошли из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из него магмы в некоторый более ранний момент времени. Отрицательное значение ϵ означает, что породы произошли из источника, который имел более низкое значение отношения Sm/Nd, чем хондритовый резервуар. Это означает, что они произошли путем переработки и ассимиляции древних коровых пород, отношения Sm/Nd. При $\epsilon=0$, изотопный состав Nd в породе неотличим от такового в CHUR, из чего следует, что породы могли образоваться непосредственно из этого резервуара. Практически для всех наших проб (за исключением обр. 1801) ϵ отрицательный и лежит в пределах от -1 до -2. Считается, что становление этого интрузива происходило в условиях нижней коры, а наши данные дополняют эти сведения тем, что магматизм происходил с ассимиляцией корового материала, что вполне закономерно.

6.3 Изотопно-геохимическая характеристика циркона из жилы пегматитов, секущих будину эклогитов на острове Столбиха, Гридино

Район Гридино является одним из ключевых объектов для решения вопросов возраста эклогитов БПП и P-T параметров их образования. В разделе представлены новые данные об U-Pb возрасте, изотопном составе кислорода и редких элементах в цирконе из пегматитовой жилы, секущей будину эклогитов на острове Столбиха, район Гридино (Skublov et al., 2020). Актуальность датирования пегматитовых жил в районе Гридино обусловлена тем, что эти жилы являются единственными геологическими объектами, достоверно ограничивающими проявления эклогитов «снизу» (секущими их).

Цирконы из пегматитовой жилы, секущей будину эклогитов на острове Столбиха, район Гридино, представлены двумя популяциями. Большая часть зерен циркона (основная, пегматитовая популяция) имеет удлиненную форму, коэффициент удлинения варьирует от 2-3

до 5-6 в редких случаях. Размер зерен варьирует по удлинению в основном от 200 до 300 мкм. В СL-изображении эти цирконы имеют темно-серую, почти черную окраску (Рисунок 6.6). Около трети цирконов содержат ядра, захваченные в процессе внедрения пегматитов. Характерно наличие зон изменений в виде «червякоподобных» прожилков и желваков переменной мощности (от 5 до 20 мкм) и приуроченных в основном к краевой части зерен. Достаточно часто эти зоны изменения затрагивают центральную часть зерен (например, удлиненное зерно с точками 36 и 37, Рисунок 6.6) или окаймляют ядра цирконов. Зонами изменения могут быть затронуты и ядра цирконов, где эти зоны представлены прожилками субмикронной толщины.

Вторая популяция (десять зерен) представляет собой округлые зерна, не превышающие в поперечнике 100-150 мкм. Преобладающая для них окраска в СL-изображении – светло-серая, реже встречается темно-серая (точки 3, 29, 29re, Рисунок 6.6). В нескольких цирконах со светло-серой окраской установлена секториальная или мозаичная зональность (точки 28, 32 и 27, 31, Рисунок 6.6), характерная для гранулитового циркона. У большинства зерен из этой популяции присутствует тонкая, толщиной не более 5-10 мкм, практически белого цвета в СL-изображении каемка. В редких случаях наблюдается еще одна внешняя кайма переменной мощности, достигающей 30 мкм (точка 4 на Рисунок 6.6). Данная популяция циркона интерпретируется как захваченная из метабазитов.

Для темного в СL-изображении циркона, представляющего основную популяцию, по 14 точкам определено средневзвешенное значение возраста 1890 ± 2 Ma (MSWD = 1.4, Рисунок 6.7a). Для этих цирконов установлено повышенное содержание U (от 1091 до 9253 ppm, в среднем 3856 ppm, Приложение В, Таблица В.1). Содержание Th варьирует от 3 до 46 ppm, составляя в среднем 20 ppm. Величина Th/U отношения экстремально низкая – от 0.001 до 0.008, в среднем 0.005. Для ядер в зернах темного в СL-изображении циркона определить конкордантный возраст не представилось возможным.

По цирконам светло-серого оттенка в СL-изображении и с хорошо проявленной секториальной (мозаичной) зональностью (точки 28, 32 и 27, 31, Рисунок 6.6), а также по темно-серому в СL-изображении циркону (точка 3) было получено конкордантное значение возраста 2743 ± 10 Ma (MSWD = 0.054, Рисунок 6.7b). Зерна циркона светло-серого оттенка в СL-изображении (точки 27, 28, 31 и 32, Рисунок 3) характеризуются пониженным содержанием U (в среднем 27 ppm) и Th (в среднем 9 ppm). Th/U отношение у них варьирует от 0.28 до 0.49, составляя в среднем 0.36. Циркон с темно-серым оттенком в СL-изображении (точка 3, Рисунок 6.6) характеризуется повышенным, по сравнению со светло-серыми зернами, содержанием U (216 ppm) и Th (79 ppm), но такой же величиной Th/U отношения 0.37.

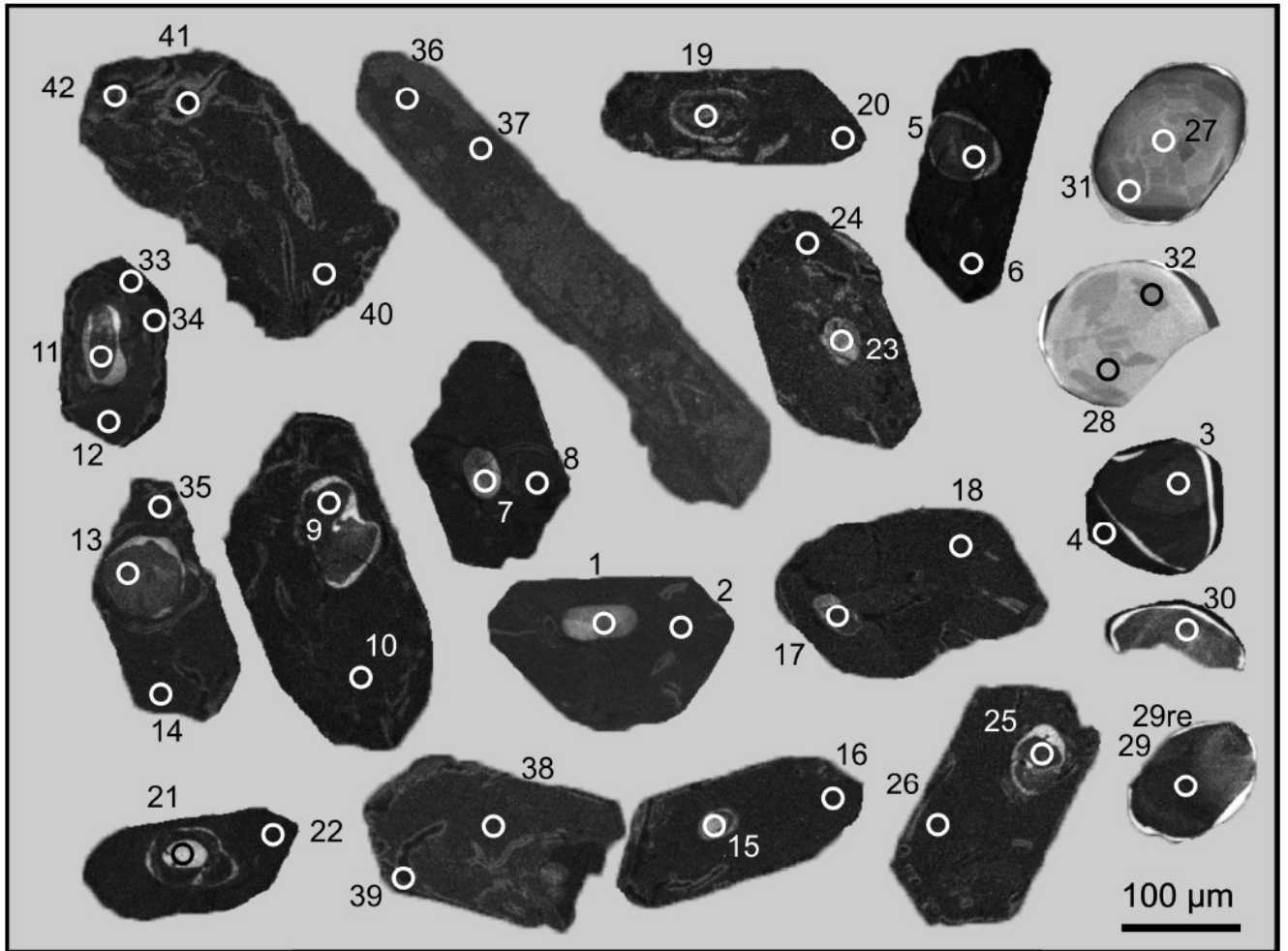


Рисунок 6.6 – Изображение циркона из жилы пегматитов, секущей эклогиты, в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками отмечены точки анализа циркона на ионном микрозонде.

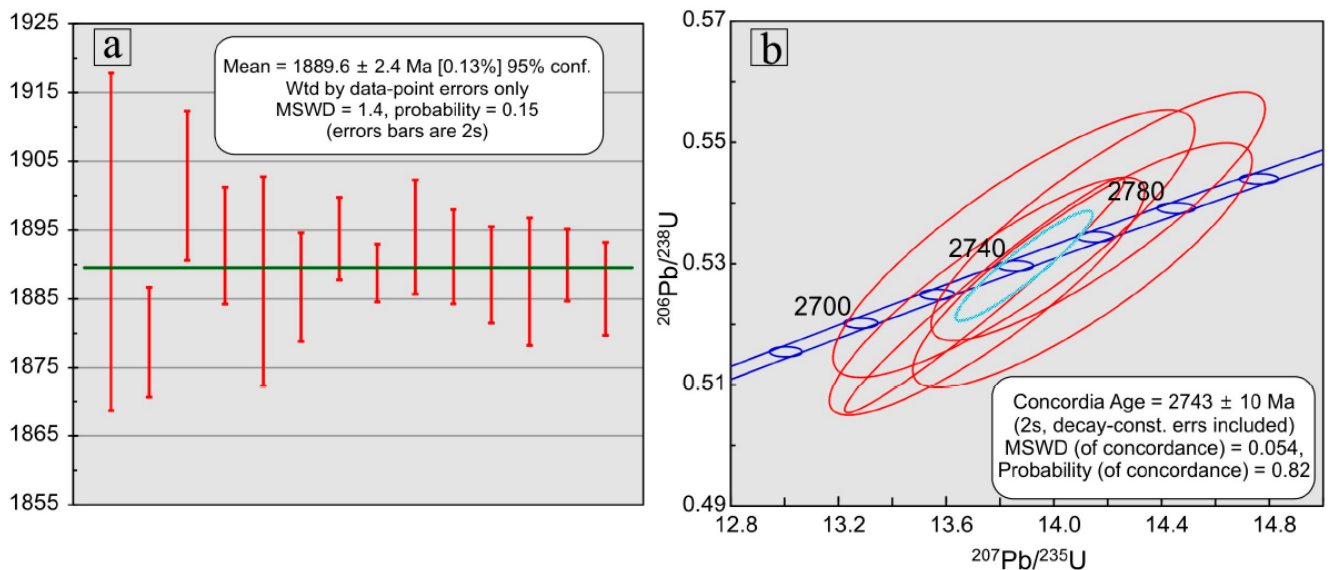


Рисунок 6.7 – а) Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста для темного в CL циркона (основная популяция); б) Диаграмма с конкордией для секториального циркона.

Спектры распределения REE в цирконах, темных в CL-изображении, можно условно разделить на три группы (Рисунок 6.8а). Для первой группы (точки 2, 10, 41) характерно сильно дифференцированное распределение REE с закономерным увеличением содержания от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение варьирует от 15293 до 39223; Lu_N/Gd_N отношение – от 342 до 465). При этом общее содержание LREE незначительно (в среднем 2.1 ppm). Проявлена положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* составляет в среднем 13.6) и умеренная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.44). По характеру распределения REE, а также Ti, Th, цирконы этой группы соответствуют цирконам из жил керамических пегматитов, секущих эклогиты в районе карьера Куру-Ваара, северо-западная часть ВМВ (Скублов и др., 2010; Скублов, Березин, и др., 2011). Значение температуры, рассчитанное по Ti-in-zircon термометру (Watson et al., 2006) составляет в среднем около 600°C, что в целом согласуется с температурой образования пегматитов (Jahns, Burnham, 1969).

Вторая группа цирконов (точки 14, 16, 26) отличается от первой более высоким содержанием LREE (в среднем 13.7 ppm) и менее дифференцированным характером распределения LREE (Sm_N/La_N отношение составляет в среднем 1.9). Однако дифференцированный характер распределения HREE, по сравнению с первой группой, практически не изменяется (Lu_N/Gd_N отношение варьирует от 240 до 344). Содержание Ti также незначительно увеличивается – в среднем до 3 ppm, что отвечает температуре образования (Watson et al., 2006) циркона около 650°C. Более заметно увеличивается содержание U (в среднем 4311 ppm) по сравнению с цирконами из первой группы (среднее содержание 3126 ppm).

Для третьей группы цирконов, темных в CL-изображении (остальные точки на Рисунок 6.6), характерно еще большее содержание LREE, вплоть до 2203 ppm при среднем содержании 721 ppm (Приложение В, Таблица В.2). Как и во второй группе, спектры практически горизонтальны в области LREE (Sm_N/La_N отношение составляет в среднем 3.8). Характер распределения HREE также становится более пологим (Lu_N/Gd_N отношение составляет в среднем 61.5). Характерной особенностью для этой группы цирконов является значительное увеличение содержания неформульных элементов (Ca, Ti, Sr). Содержание Hf в среднем сопоставимо с его содержанием в других группах цирконов, темных в CL-изображении (в среднем 22196 ppm). Однако в двух точках зафиксировано аномально высокое содержание Hf (36548 ppm в точке 12 и 42267 ppm в точке 24). Содержание Th и U в этой группе цирконов остается на уровне двух других групп.

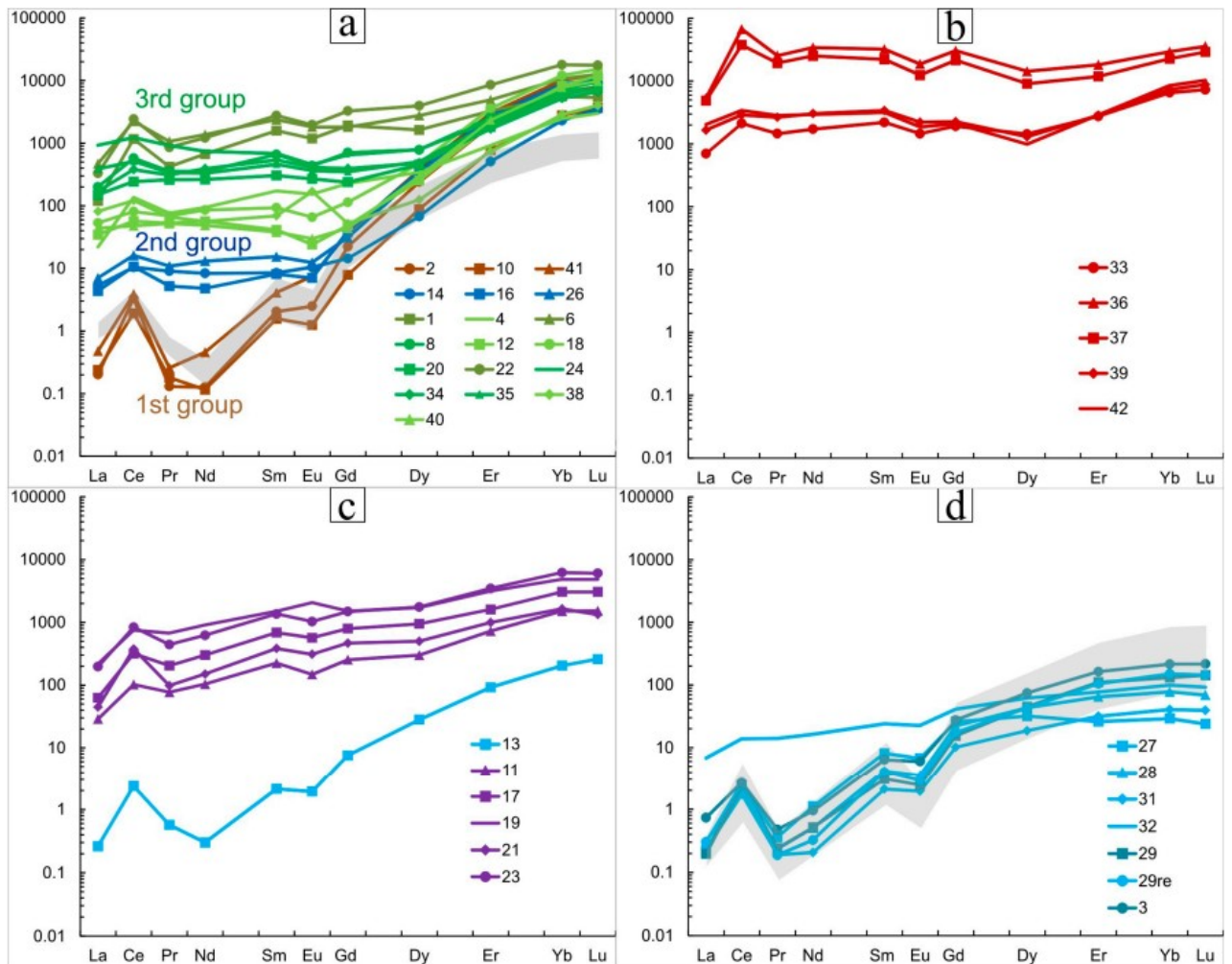


Рисунок 6.8 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [34] в цирконах. (а): Темные в CL-изображении пегматитовые цирконы (основная популяция). Серой заливкой показан состав пегматитовых цирконов; (б): Темно-серые в BSE зоны изменения в цирконах; (с): Ядра цирконов; (д): Цирконы с секториальной (мозаичной) зональностью (гранулитовые цирконы).

Отдельно следует рассмотреть состав зон изменения цирконов в форме прожилков и желваков, которые резко выделяются темно-серым оттенком в BSE-изображении (точки 33, 36, 37, 39 и 42). Прежде всего, в цирконах этого типа зафиксировано аномально высокое содержание REE (от 5191 до 84107 ppm, в среднем до 31593 ppm, Приложение В, Таблица В.2). Среднее содержание REE в зонах изменения на один-два порядка превышает содержание REE в темных в CL-изображении цирконах, по которым эти зоны изменения развиваются. Спектры распределения REE для этого типа цирконов (Рисунок 6.8b) практически горизонтальны как в области LREE, так и в области HREE (Lu_N/Gd_N отношение составляет в среднем 3, Приложение В, Таблица В.1). Положительная Ce-аномалия в значительной степени редуцирована (Ce/Ce^* отношение составляет в среднем 2.9, Приложение В, Таблица В.2), но в двух точках с бóльшим

содержанием REE (точки 36 и 37) положительная Ce-аномалия проявлена сильнее, чем в остальных трех точках. Амплитуда отрицательной Eu-аномалии остается такой же (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.68), как в неизменном цирконе. Содержание Y коррелируется с содержанием HREE и может достигать 29598 ppm при среднем содержании 11177 ppm (Приложение В, Таблица В.2). Содержание других неформульных элементов также аномально высокое в этой популяции цирконов. Содержание Ca варьирует от 1646 до 9914 ppm, составляя в среднем 5120 ppm (Приложение В, Таблица В.2). Содержание Sr в среднем достигает 340 ppm, что на порядок выше, чем в неизменных темных в CL-изображении цирконах. Но содержание Ti, по сравнению с неизменными цирконами, остается примерно на том же уровне, варьируя от 17 до 61 ppm (Приложение В, Таблица В.2). Содержание Hf (среднее содержание 20661 ppm), Th (среднее содержание 52.4 ppm) и U (5141 ppm) в целом соответствует содержанию этих элементов в неизменных цирконах.

Переходя к рассмотрению состава ядер в темных в CL цирконах, следует отметить, что в процессе переполитовки шайбы с зернами цирконов перед каждым видом исследования существенная часть ядер значительно уменьшилось по площади в препарате. Поэтому из 12 первично наблюдаемых ядер цирконов на содержание редких элементов получилось проанализировать только половину (Приложение В, Таблица В.2). По характеру распределения REE резко отличается крупное по размеру (около 50-60 мкм в поперечнике) и без каких-либо следов изменений ядро (точка 13). Спектр распределения в ней умеренно дифференцирован с возрастанием содержания от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение составляет 984, Приложение В, Таблица В.2). Проявлены умеренно выраженные положительная Ce-аномалия и отрицательная Eu-аномалия (Рисунок 6.8с). Общее содержание REE невысокое и составляет 64.4 ppm, из которых 62.3 ppm приходится на долю HREE (Приложение В, Таблица В.2). Содержание Y заметно пониженное (88.2 ppm), по сравнению с составом основной массы цирконов. Содержания неформульных элементов (Ca, Ti, Sr) находится в пределах нормы. По сравнению с основной массой цирконов содержание Th несколько увеличенное (44.2 ppm), а содержание U, напротив, пониженное до 280 ppm, что приводит к увеличению величины Th/U отношения до 0.16 (Приложение В, Таблица В.2).

В остальных пяти точках, относящихся к ядрам цирконов, имеющих проявленные в разной степени следы изменения (точки 11, 17, 19, 21 и 23), зафиксировано относительно повышенное содержание REE (в среднем 2096 ppm) и выположенный характер их спектров (Рисунок 6.8с). Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 984. Положительная Ce-аномалия практически отсутствует (Ce/Ce^* составляет в среднем 3.1). Eu-аномалия варьирует по знаку, в точке 19 она положительная (Eu/Eu^* равняется 1.37), в остальных – умеренно отрицательная (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.71). В этих ядрах заметно, по сравнению с неизменным ядром

(точка 13), увеличивается содержание Y (в среднем до 2000 ppm), также как и содержание неформульных элементов. Содержание Ti варьирует от 13 до 96 ppm (в среднем 57 ppm), что согласуется с уровнем содержания Ti в зонах изменения основной массы цирконов. Содержание U, по сравнению с неизменным ядром (точка 13) увеличивается примерно в 3 раза, а содержание Th принципиально не меняется, что приводит к понижению Th/U отношения в среднем до 0.07 (Приложение В, Таблица В.2).

Цирконы светло-серого оттенка в CL-изображении и с хорошо проявленной секториальной (мозаичной) зональностью (точки 27, 28, 31 и 32), а также темно-серые в CL-изображении (точки 3, 29, 29ге) характеризуются сходством спектров REE, особенно в области HREE. Суммарное содержание REE в цирконах этой группы невелико и составляет в среднем 54.2 ppm. Наблюдается значительное сходство спектров распределения REE в цирконах из пегматитовой жилы и в ядрах цирконов из эклогитов, которые эта жила сечет (Скублов, Астафьев, и др., 2011; Скублов и др., 2012). Содержание Y в рассматриваемых цирконах варьирует от 39 до 190 ppm (в среднем 99 ppm). Содержание неформульных элементов (Ca, Ti, Sr) в целом установлено на невысоком уровне, редко превышающим первые десятки ppm. Значение температуры, определенное по Ti-in-zircon термометру (Watson и др., 2006), составляет в среднем 714°C. По сравнению с другими группами, в рассматриваемых цирконах зафиксировано минимальное содержание Hf – в среднем 11472 ppm. Содержание Th и U находится на невысоком уровне, не превышая для Th 67 ppm, для U – 247 ppm. При этом Th/U отношение для цирконов с секториальной (мозаичной) зональностью варьирует от 0.19 до 0.32, составляя в среднем 0.24 (Приложение В, Таблица В.2).

В результате воздействия флюидов заключительной стадии становления пегматитовой жилы на цирконы (в т.ч ядра) состав цирконов в отношении неформульных (Ca, Ti, Sr, Y, REE) элементов становится аномальным, содержание этих элементов возрастает более чем на порядок.

Возраст 1890 ± 2 Ma для основной популяции цирконов является возрастом внедрения пегматитов. Это значение возраста служит верхней границей для эклогитов БПП с возрастом около 1900 Ma. Датировка 2743 ± 10 Ma, полученная по цирконам с хорошо проявленной секториальной (мозаичной) зональностью, интерпретируется нами, с учетом распределения в них редких элементов, как возраст гранулитового метаморфизма, ранее установленного в различных районах БПП. Аналогично интерпретируется возраст ядер цирконов из будины эклогитов, которую сечет пегматитовая жила (2702 ± 25 Ma, (Скублов и др., 2011; Скублов и др., 2012)).

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в основной популяции цирконов, темных в CL-изображении, варьирует от 6.07 до 8.33‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ для этой группы составляет $6.72\text{‰} \pm 0.64$ (SD).

Для ядер в цирконах установлено в целом более высокое значение $\delta^{18}\text{O}$, меняющееся от 6.69 до 8.81‰, при среднем значении $\delta^{18}\text{O}$ $7.35\text{‰} \pm 0.55$ (SD).

Для цирконов светло-серого оттенка в CL-изображении и с хорошо проявленной секториальной (мозаичной) зональностью сохраняется разброс индивидуальных значений $\delta^{18}\text{O}$ (от 6.18 до 7.90‰). При этом среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ $7.13\text{‰} \pm 0.57$ (SD) для этой популяции цирконов в большей степени отвечает ядрам цирконов, чем основной, темной в CL-изображении, массе цирконов, вмещающих ядра. Эти данные свидетельствуют, что воздействие флюидов на заключительном этапе консолидации пегматитовой жилы не оказало существенного влияния на изотопный состав кислорода в цирконах.

6.4 Выводы по главе 6

Проведенное исследование изотопно-геохимических характеристик минералов из эклогитов и ассоциирующих с ними пород реперных участков Беломорского подвижного пояса и комплекса Берген Аркс позволило установить следующие особенности.

1. Возраст циркона из гранулитов комплекса Берген Аркс установлен как 933 ± 7 Ма. Это значение возраста совпадает в пределах погрешности с временем проявления позднего свеконорвежского метаморфизма гранулитовой фации, определенного ранее методом ID-TIMS как 929 ± 1 Ма для гранулитов комплекса Берген Аркс (Bingen и др., 2001). Попытки датировать гранулитовый и эклогитовый этапы метаморфизма Sm-Nd методом дали эррохроны с высокими погрешностями определения возраста, что дает основание полагать, что полученные данные отражают нарушение Sm-Nd изотопной системы в результате эклогитизации гранулитов.

2. В гранулитах комплекса Берген Аркс при наложенном высокобарическом метаморфизме происходит изменение редкоэлементного состава краевых зон циркона с приобретением ими типичных геохимических характеристик эклогитового циркона при сохранности U-Pb и O изотопных систем (третье защищаемое положение).

3. Цирконы из пегматитовой жилы, секущей будину эклогитов на острове Столбиха, район Гридино, представлены двумя популяциями: собственно пегматитовой и захваченной из metabазитов. Возраст внедрения пегматитов оценивается по результатам датирования основной популяции как 1890 ± 2 Ма, а возраст захваченных гранулитовых зёрен циркона - 2743 ± 10 Ма. Данные по изотопному составу кислорода свидетельствуют, что воздействие флюидов на заключительном этапе консолидации пегматитовой жилы не оказало существенного влияния на изотопный состав кислорода в цирконах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертация представляет собой законченную научно-квалификационную работу, в которой, в результате проведенного комплексного минералого-геохимического и изотопно-геохимического исследования пород проявлений эклогитов Беломорского подвижного пояса, Западного гнейсового региона и комплекса Берген Аркс, были установлены закономерности эволюции состава пород и минералов.

Проведенные исследование состава пород и расчеты масс-баланса вещества в ходе метаморфизма доказали мобильность ряда элементов в метаморфических процессах, связанных с образованием эклогитов и их дальнейшими преобразованиями. Показано, что преобразование эклогитов в амфиболиты Западного гнейсового региона происходит с привнесом Mg, K, Rb и выносом LREE, а процессы амфиболитизации эклогитов Керетского архипелага, эклогитизация гранулитов комплекса Берген Аркс сопровождается привнесом Fe, Mn и Mg. Наблюдаемые различия возможно объяснить вариациями флюидного режима при метаморфизме (что требует дальнейшего исследования).

Выявлены общие закономерности распределения REE при амфиболитизации эклогитов для минералов из пород WGR и БПП являются: характер зональности гранатов по REE; проявление эффекта наследования при замещении пироксенов амфиболами; перераспределение Ti из гранатов в ильменит. При этом, при дальнейшем процессе наложения регрессивного метаморфизма на эклогиты для WGR амфиболы обедняются REE, причем в большей степени – LREE, а для БПП амфиболы обогащаются HREE.

В ходе перехода гранулитов в эклогиты для пород комплекса Берген Аркс происходит перекристаллизация кайм гранулитового граната с изменением его геохимических характеристик в сторону эклогитового граната. Построена схема перераспределения редких и редкоземельных элементов, на которой показано, что в процессе эклогитизации гранулитов HREE перераспределяются из циркона в каймы гранатов, а Ti, V и Cr из кайм гранатов в акцессорные фазы – ильменит, рутил и магнетит. При эклогитизации гранулитов и дальнейшей амфиболитизации эклогитов происходит перераспределение LREE из кайм гранатов в клинопироксен и далее в клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты.

В ходе перекристаллизации циркона из гранулитов ВАС в условиях эклогитовой фации происходит изменение редкоземельного состава циркона при сохранении U-Pb и O изотопных систем.

В качестве перспективы продолжения исследования мобильности редких элементов на минеральном уровне при процессах регионального метаморфизма запланировано расширение круга изучаемых акцессорных минералов, а также привлечения данных по другим изотопным системам (Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березин, А. В. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст / А. В. Березин, С. Г. Скублов, Ю. Б. Марин [и др.] // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 448. – С. 64-75.
2. Березин, А. В. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и P-T-параметрах эклогитизации даек Fe-Габбро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) / А. В. Березин, В. В. Травин, Ю. Б. Марин [и др.] // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 444. – С. 644-649.
3. Березин, А. В. Эволюция состава минералов при эклогитовом метаморфизме в Беломорском подвижном поясе (на примере о-ва Виченная Луда) / А. В. Березин, Л. И. Салимгараева, С. Г. Скублов // Петрология. – 2020. – Т. 28. – № 1. – С. 85-107.
4. Березин, А. В. Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): Особенности состава, условия и возраст метаморфизма / А. В. Березин, С. Г. Скублов // Петрология. – 2014. – Т. 22. – № 3. – С. 265-286.
5. Бибилова, Е. В. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb циркононой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) / Е. В. Бибилова, С. В. Богданова, В. А. Глебовицкий [и др.] // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 3. – С. 227-244.
6. Волкова, Н. И. Особенности распределения редких элементов в минеральных включениях в зональных гранатах из эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань) / Н. И. Волкова, С. В. Ковязин, С. И. Ступаков [и др.] // Геохимия. – 2014. – № 11. – С. 1001-1024.
7. Володичев, О. И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) / О. И. Володичев, А. И. Слабунов, Е. В. Бибилова [и др.] // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 6. – С. 609-631.
8. Глебовицкий, В. А. Ранний докембрий Балтийского щита / В. А. Глебовицкий. – Санкт-Петербург: Наука, 2005. – 710 с.
9. Глебовицкий, В. А. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны / В. А. Глебовицкий, Ю. В. Миллер, Г. М. Другова [и др.] // Геотектоника. – 1996. – Т. 1. – С. 63-75.
10. Другова, Г. М. Распределение редкоземельных элементов в гранатах, клинопироксенах, амфиболах и биотитах метаморфических пород / Г. М. Другова, С. Г. Скублов // Записки РМО. – Т. 2 – 2004. – С. 47-58.
11. Казицын, Ю. В. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород / Ю. В. Казицын, В. А. Рудник. – Москва: Недра, 1968. – 364 с.
12. Каулина, Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах / Т. В. Каулина. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. – 144 с.

13. Козловский, В. М. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса / В. М. Козловский, Л. Я. Аранович // Геотектоника. – 2008. – № 4. – С. 70-84.
14. Козловский, В. М. Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс / В. М. Козловский, Л. Я. Аранович // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 1. – С. 29-52.
15. Козловский, В. М. Програнные преобразования амфиболитов в эклогиты и эклогитоподобные породы в условиях низкобарической части эклогитовой фации (на примере Беломорского подвижного пояса) / В. М. Козловский, Л. Я. Аранович, Н. И. Фришман // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 5. – С. 906-931.
16. Мельник, А. Е. Эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса: геохимическая характеристика и время метаморфизма: автореф... канд. геол.-мин. наук 25.00.09 / Мельник Алексей Евгеньевич. – СПб.: ИГГД РАН, 2015. – 196 с.
17. Миллер, Ю. В. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью / Ю. В. Миллер, Р. И. Милькевич // Геотектоника. – 1995. – Т. 6. – С. 80-93.
18. Миллер, Ю. В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса / Ю. В. Миллер // Вестн. СПбГУ. сер. – 1997. – Т. 7. – С. 28-40.
19. Мельник, А. Е. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс / А. Е. Мельник, С. Г. Скублов, Ю. Б. Марин [и др.] // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 448. – С. 197-205.
20. Перчук, А. Л. Эклогиты комплекса Берген Аркс / А. Л. Перчук // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 2. – С. 115.
21. **Салимгараева, Л.И.** Геохимические особенности пород фальбанд Керетского архипелага Белого моря / Л.И. Салимгараева // Геология, геоэкология, эволюционная география: Коллективная монография. Том XIX. Под ред. Е.М. Нестерова, В.А. Снытко. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена. – 2020. – С. 159-163.
22. Салимгараева, Л.И. Амфиболизация эклогитов из будин Западного гнейсового региона (Западная Норвегия) / Л.И. Салимгараева // Сборник тезисов докладов Геологического Международного Студенческого Саммита. – СПб.: изд-во ВВМ. – 2021. – С. 42-45.
23. **Салимгараева, Л.И.** Поведение REE при амфиболизации эклогитов из Беломорского подвижного пояса (на примере островов Керетского архипелага) / Л.И. Салимгараева // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 11–16 мая 2021 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2021. – С. 229-231.
24. **Салимгараева, Л.И.** Поведение редких и редкоземельных элементов в породообразующих минералах при высокобарическом метаморфизме (на примере эклогитов и ассоциирующих с ними пород Западного гнейсового региона) / Л.И. Салимгараева // Новое в

познании процессов рудообразования: Десятая Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием, Москва, 29 ноября – 03 декабря 2021 г. Сборник материалов. – М.: ИГЕМ РАН. – 2021. – С. 267-270.

25. **Салимгараева, Л. И.** Особенности состава эклогитов Берген Аркс (Норвегия) / Л.И. Салимгараева, А.В. Березин, С.Г. Скублов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2019. – № 16. – С. 507-511.

26. **Салимгараева, Л.И.** Геохимия амфиболов и гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (на примере о-ва Виченная луда) / Л.И. Салимгараева, С.Г. Скублов, А.В. Березин // Современные исследования в геологии. Сборник тезисов докладов Молодежной научно-практической конференции и XVI конференции студенческого научного общества. – СПб.: Изд-во ВВМ. – 2018. – С. 77-79.

27. **Салимгараева, Л.И.** Новые данные о составе гранатов из эклогитов комплекса Берген Аркс (Норвегия) / Л.И. Салимгараева, С.Г. Скублов, А.В. Березин // «Минералогические музеи – 2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра». Материалы научной конференции. – СПб.: СПбГУ. – 2019. – С. 170-172.

28. **Салимгараева, Л.И.** Эволюция состава минералов при высокобарическом метаморфизме на примере эклогитов Западного гнейсового региона (Норвегия) / Л.И. Салимгараева, С.Г. Скублов, А.В. Березин // Збірник праць всеукраїнської конференції «Від мінералогії і геогнозії до геохімії, петрології, геології та геофізики: фундаментальні і прикладні тренди XXI століття» (MinGeoIntegration XXI), 28-30 вересня 2021 року. – Київ, Україна. – 2021. – С. 67-70.

29. **Салимгараева, Л. И.** Фальбанды Керетского архипелага Белого моря: характеристика состава пород и минералов, рудная минерализация / Л. И. Салимгараева, С. Г. Скублов, А. В. Березин, О. Л. Галанкина // Записки Горного института. – 2020. – Т. 245. – С. 513-521.

30. Скублов, С. Г. Возраст протолита эклогитов южной части Пезжострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации / С. Г. Скублов, А. В. Березин, А. Е. Мельник [и др.] // Петрология. – 2016. – Т. 24. – № 6. – С. 640-653.

31. Скублов, С. Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах / С. Г. Скублов. СПб: Наука, 2005. – 147 с.

32. Скублов, С. Г. Исследование зональности метаморфических гранатов на ионном микрозонде / С. Г. Скублов, Г. М. Другова // Записки ВМО. – 2002. – № 3. – С. 105.

33. Скублов, С. Г. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино / С. Г. Скублов, Б. Ю. Астафьев, Ю. Б. Марин [и др.] // Доклады Академии наук. – 2011. – Т. 439. – С. 795-802.

34. Скублов, С. Г. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма / С. Г. Скублов, А. В. Березин, А. Е. Мельник // Петрология. – 2011. – Т. 19. – № 5. – С. 493-519.

35. Скублов, С. Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса / С. Г. Скублов, А. В. Березин, Н. Г. Бережная // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 5. – С. 470-494.
36. Скублов, С. Г. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной Губы, Беломорский пояс / С. Г. Скублов, А. Е. Мельник, Ю. Б. Марин [и др.] // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 453. – С. 319-325.
37. Скублов, С. Г. Редкоземельные элементы в зональных метаморфических минералах / С. Г. Скублов, Г. М. Другова // Геохимия. – 2004. – № 3. – С. 288-301.
38. Скублов, С. Г. U-Pb-возраст и геохимия цирконов из Салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) / С. Г. Скублов, Ю. А. Балашов, Ю. Б. Марин [и др.] // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 432. – С. 668-675.
39. Скублов, С. Г. Комментарии к статье М. В. Минца и К. А. Докукиной "Субдукционные эклогиты Беломорской эклогитовой провинции (восток Фенноскандинавского щита, Россия): мезоархей, неоархей или поздний палеопротерозой?" / С. Г. Скублов, А. В. Березин, **Л.И. Салимгараева** // Геодинамика и тектонофизика. – 2021. – Т. 12. – № 3. – С. 652-661.
40. Скублов, С. Г. Эклогиты Беломорского подвижного пояса: геолого-петрологические и изотопно-геохимические критерии возраста. / С. Г. Скублов, А. В. Березин, **Л.И. Салимгараева** // Геохимия. – 2022. – Т. 67. – № 7. – С. 621-638.
41. Скублов, С.Г. Изотопный возраст метаанортозитов эклогитового комплекса Берген Аркс, Юго-Западная Норвегия / С.Г. Скублов, **Л.И. Салимгараева**, А.В. Березин, С.-Х. Ли, Ч.-Л. Ли, Е.С. Богомоллов // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. – Материалы конференции. Иркутск: Изд-во "Оттиск". – 2019. – С. 262-267.
42. Слабунов, А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита): монография. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) / А. И. Слабунов. – Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2008. – 294 с.
43. Слабунов, А. И. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов / А. И. Слабунов, В. В. Балаганский, А. А. Щипанский // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – № 5. – С. 650-677.
44. Соболев, В. С. Породообразующие пироксены / В. С. Соболев. – Москва: Наука, 1971. – 455 с.
45. Степанов, В. С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья / В. С. Степанов. – Наука. Ленингр. отд-ние, 1981. – 216 с.
46. Хервартц, Д. Первые определения Lu-Hf-возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) / Д. Хервартц, С. Г. Скублов, А. В. Березин, А. Е. Мельник // Доклады Академии Наук. – 2012. – Т. 443. – С. 221-224.

47. Щербак, Н. П. Возрастные этапы формирования породных ассоциаций и комплексов Украинского и Балтийского щитов в Архее (3.6-2.6 млрд. лет) / Н. П. Щербак, С. Б. Лобач-Жученко, Е. В. Бибикова [и др.] // *Мінералогічний журнал*. – 2010. – Т. 32. – № 2. – С. 5-24.
48. Щипанский, А. А. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре / А. А. Щипанский, Л. И. Ходоревская, А. И. Слабунов // *Геология и геофизика*. – 2012. – Т. 53. – Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров). – № 3. – С. 341-364.
49. Щипанский, А. А. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры / А. А. Щипанский, А. Н. Конилов, М. В. Минц [и др.] // *Матер. конференции: “Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения”*. Петрозаводск: Изд-во Карельского НИЦ РАН. – 2005. – С. 324.
50. Щипанский, А. А. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология / А. А. Щипанский, Л. И. Ходоревская, А. Н. Конилов, А. И. Слабунов // *Геология и геофизика*. – 2012. – Т. 53. – № 1. – С. 3-29.
51. Ague, J. J. Element mobility during regional metamorphism in crustal and subduction zone environments with a focus on the rare earth elements (REE) / J. J. Ague // *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*. – 2017. – V. 102 (9). – P. 1796-1821.
52. Åhäll, K.-I. Intermittent 1.53–1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent / K.-I. Åhäll, J. Connelly // *Precambrian Research*. – 1998. – V. 92 (1). – P. 1-20.
53. Åhäll, K.-I. The Gothian and Labradorian orogens: variations in accretionary tectonism along a late Paleoproterozoic Laurentia-Baltica margin / K.-I. Åhäll, C. F. Gower // *GFF*. – 1997. – V. 119 (2). – P. 181-191.
54. Alice, V. Crustal reworking and hydration: insights from element zoning and oxygen isotopes of garnet in high-pressure rocks (Sesia Zone, Western Alps) / V. Alice, R. Daniela, L. Pierre [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2020. – V. 175 (11). – P. 1-28.
55. Allègre, C. J. Chemical geodynamics / C. J. Allègre // *Tectonophysics*. – 1982. – V. 81 (3-4). – P. 109-132.
56. Anczkiewicz, R. Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H₂SO₄ leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem / R. Anczkiewicz, M. F. Thirlwall // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2003. – V. 220 (1). – P. 83-91.
57. Andersen, T. Fluid inclusions in granulites and eclogites from the Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway / T. Andersen, H. Austrheim, E. A. J. Burke // *Mineralogical Magazine*. – 1990. – V. 54 (375). – P. 145-158.

58. Andersen, T. Fluid-induced retrogression of granulites in the Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway: Fluid inclusion evidence from amphibolite-facies shear zones / T. Andersen, H. Austrheim, E. A. J. Burke // *Lithos*. – 1991. – V. 27 (1). – P. 29-42.
59. Andersen, T. B. Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview / T. B. Andersen // *Tectonophysics*. – 1998. – V. 285 (3-4). – P. 333-351.
60. Andersen, T. B. Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse: A model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord region of western Norway / T. B. Andersen, B. Jamtveit // *Tectonics*. – 1990. – V. 9 (5). – P. 1097-1111.
61. Arculus, R. J. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspaş metamorphic complex, Ecuador / R. J. Arculus, H. Lapierre, E. Jaillard // *Geology*. – 1999. – V. 27 (6). – P. 547-550.
62. Austrheim, H. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones / H. Austrheim // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1987. – V. 81 (2-3). – P. 221-232.
63. Austrheim, H. Fluid and deformation induced metamorphic processes around Moho beneath continent collision zones: Examples from the exposed root zone of the Caledonian mountain belt, W-Norway / H. Austrheim // *Tectonophysics*. – 2013. – V. 609. – P. 620-635.
64. Austrheim, H. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, western Norway / H. Austrheim, W. L. Griffin // *Chemical Geology*. – 1985. – V. 50 (1-3). – P. 267-281.
65. Austrheim, H. Reactions involving hydration of orthopyroxene in anorthosite-gabbro / H. Austrheim, B. Robins // *Lithos*. – 1981. – V. 14 (4). – P. 275-281.
66. Banno, S. An interpretation of jadeite/Ca-Tschermakite ratios of eclogitic clinopyroxenes / S. Banno, M. Yamasaki // *Japanese Journal of Geology and Geography* – 1971. – V. 41. – P. 51.
67. Barth, T. F. Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations / T. F. Barth // *The Journal of Geology*. – 1948. – V. 56 (1). – P. 50-60.
68. Baxter, E. F. Garnet geochronology: timekeeper of tectonometamorphic processes / E. F. Baxter, E. E. Scherer // *Elements*. – 2013. – V. 9 (6). – P. 433-438.
69. Bebout, G. E. Chemical and isotopic cycling in subduction zones / G. E. Bebout // *Treatise on Geochemistry: Second Edition*. – 2013. – P. 703-747.
70. Bebout, G. E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones / G. E. Bebout // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – V. 260 (3-4). – P. 373-393.
71. Becker, H. Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones / H. Becker, K. P. Jochum, R. W. Carlson // *Chemical Geology*. – 2000. – V. 163 (1-4). – P. 65-99.

72. Bergh, S. G. Archaean elements of the basement outliers west of the Scandinavian Caledonides in Northern Norway: architecture, evolution and possible correlation with Fennoscandia / S. G. Bergh, K. Kullerud, P. I. Myhre [et al.] // *Evolution of Archean Crust and Early Life*. – 2014. – P. 103-126.
73. Bhowany, K. Constraints on the fluid enhanced eclogitisation of granulite domains in the Bergen Arcs, Norway: PhD Thesis / K. Bhowany, 2020. – 214 p.
74. Bhowany, K. Phase equilibria modelling constraints on P–T conditions during fluid catalysed conversion of granulite to eclogite in the Bergen Arcs, Norway / K. Bhowany, M. Hand, C. Clark [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2018. – V. 36 (3). – P. 315-342.
75. Bingen, B. Trace element signature and U–Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway / B. Bingen, H. Austrheim, M. J. Whitehouse, W. J. Davis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2004. – V. 147 (6). – P. 671-683.
76. Bingen, B. Zircon U–Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway / B. Bingen, W. J. Davis, H. Austrheim // *Geological Society of America Bulletin*. – 2001. – V. 113 (5). – P. 640-649.
77. Black, L. P. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards / L. P. Black, S. L. Kamo, C. M. Allen [et al.] // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 205 (1-2). – P. 115-140.
78. Bosse, V. Petrochronology and hydrochronology of tectono-metamorphic events / V. Bosse, I. M. Villa // *Gondwana Research*. – 2019. – V. 71. – P. 76-90.
79. Boundy, T. M. Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, western Norway: implications for deep crustal deformational processes / T. M. Boundy, D. M. Fountain, H. Austrheim // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1992. – V. 10 (2). – P. 127-146.
80. Boundy, T. M. Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association from the Bergen Arcs, western Norway / T. M. Boundy, K. Mezger, E. J. Essene // *Lithos*. – 1997. – V. 39 (3-4). – P. 159-178.
81. Brown, M. Metamorphism and the evolution of subduction on Earth / M. Brown, T. I. M. Johnson // *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*. – 2019. – V. 104 (8). – P. 1065-1082.
82. Brown M., Time's arrow, time's cycle: Granulite metamorphism and geodynamics / M. Brown, T. Johnson // *Mineralogical Magazine*. – 2019. – V. 83 (3). – P. 323-338.
83. Brueckner, H. K. Precambrian ages from the Geiranger-Tafjord-Grotli area of the basal gneiss region, west Norway / H. K. Brueckner // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1979. – V. 59 (2). – P. 141-154.
84. Brueckner, H. K. Rb–Sr isochron for older gneisses of the Tafjord area, basal gneiss region, south-western Norway / H. K. Brueckner, R. L. Wheeler, R. L. Armstrong // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1968. – V. 48. – P. 127-131.

85. Bryhni, I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from recycled Precambrian rocks in the Gneiss Region of the Norwegian Caledonides / I. Bryhni, F. J. Fitch, J. A. Miller // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1971. – V. 51. – P. 391-406.
86. Buchan, K. L. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles / K. L. Buchan, S. Mertanen, R. G. Park [et al.] // *Tectonophysics*. – 2000. – V. 319 (3). – P. 167-198.
87. Burton, K. W. The relative diffusion of Pb, Nd, Sr and O in garnet / K. W. Burton, M. J. Kohn, A. S. Cohen, R. K. O’Nions // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1995. – V. 133 (1-2). – P. 199-211.
88. Busigny, V. Massive recycling of nitrogen and other fluid-mobile elements (K, Rb, Cs, H) in a cold slab environment: evidence from HP to UHP oceanic metasediments of the Schistes Lustrés nappe (western Alps, Europe) / V. Busigny, P. Cartigny, P. Philippot [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – V. 215 (1-2). – P. 27-42.
89. Carlson, W. D. Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet / W. D. Carlson // *American Mineralogist*. – 2012. – V. 97 (10). – P. 1598-1618.
90. Carswell, D. A. Coesite micro-inclusions and the U/Pb age of zircons from the Hareidland Eclogite in the Western Gneiss Region of Norway / D. A. Carswell, R. D. Tucker, P. J. O’Brien, T. E. Krogh // *Lithos*. – 2003. – V. 67 (3-4). – P. 181-190.
91. Carswell, D. A. Garnet pyroxenite lens within Ugelvik layered garnet peridotite / D. A. Carswell // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1973. – V. 20 (3). – P. 347-352.
92. Carswell, D. A. Norwegian orthopyroxene eclogites: Calculated equilibration conditions and petrogenetic implications / D. A. Carswell, E. Ravna, W. Griffin // *The Caledonide Orogen*. – 1985. – V. 1. – P. 823-841.
93. Carswell, D. A. The timing of stabilisation and the exhumation rate for ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region of Norway / D. A. Carswell, H. K. Brueckner, S. J. Cuthbert [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2003. – V. 21 (6). – P. 601-612.
94. Cawood, P. A. Geological archive of the onset of plate tectonics / P. A. Cawood, C. J. Hawkesworth, S. A. Pisarevsky [et al.] // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2018. – V. 376 (2132). – P. 20170405.
95. Centrella, S. Mass transfer and trace element redistribution during hydration of granulites in the Bergen Arcs, Norway / S. Centrella, H. Austrheim, A. Putnis // *Lithos*. – 2016. – V. 262. – P. 1-10.
96. Centrella, S. The granulite-to eclogite-and amphibolite-facies transition: a volume and mass transfer study in the Lindås Nappe, Bergen Arcs, west Norway / S. Centrella // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2019. – V. 478 (1). – P. 241-264.
97. Chalot-Prat, F. No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps) / F. Chalot-Prat, J. Ganne, A. Lombard // *Lithos*. – 2003. – V. 69 (3-4). – P. 69-103.

98. Chen, Y.-X. Metamorphic growth and recrystallization of zircons in extremely ^{18}O -depleted rocks during eclogite-facies metamorphism: evidence from U–Pb ages, trace elements, and O–Hf isotopes / Y.-X. Chen, Y.-F. Zheng, R.-X. Chen [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – V. 75 (17). – P. 4877-4898.
99. Cherniak, D. J. Diffusion in zircon / D. J. Cherniak, E. B. Watson // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – V. 53 (1). – P. 113-143.
100. Cohen, A. S. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain / A. S. Cohen, R. K. O'neils, R. Siegenthaler, W. L. Griffin // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1988. – V. 98 (3). – P. 303-311.
101. Connelly, J. N. Accretionary Growth of the Sveconorwegian Province of the Baltic Shield between 1.7–1.5 Ga and Links to Intracontinental Magmatism / J. N. Connelly // *GSA Ann. Meeting*. – 2001.
102. Dalziel, I. W. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system / I. W. Dalziel, L. H. Dalla Salda, L. M. Gahagan // *Geological Society of America Bulletin*. – 1994. – V. 106 (2). – P. 243-252.
103. Dalziel, I. W. Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation / I. W. Dalziel // *Geological Society of America Bulletin*. – 1997. – V. 109 (1). – P. 16-42.
104. DePaolo, D. J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ / D. J. DePaolo, G. J. Wasserburg // *Geophysical Research Letters*. – 1976. – V. 3 (12). – P. 743-746.
105. Deschamps, F. Serpentinites act as sponges for fluid-mobile elements in abyssal and subduction zone environments / F. Deschamps, S. Guillot, M. Godard [et al.] // *Terra Nova*. – 2011. – V. 23 (3). – P. 171-178.
106. Dokukina, K. A. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence / K. A. Dokukina, T. V. Kaulina, A. N. Konilov [et al.] // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25 (2). – P. 585-613.
107. Dokukina, K. A. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) / K. A. Dokukina, A. N. Konilov // *Ultrahigh-Pressure Metamorphism*. – 2011. – P. 579-621.
108. 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. – V. 71 (1). – P. 13-22.
109. Engi, M. Significant ages—An introduction to petrochronology / M. Engi, P. Lanari, M. J. Kohn // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2017. – V. 83 (1). – P. 1-12.
110. Ernst, W. G. Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones / W. G. Ernst // *Tectonophysics*. – 1973. – V. 17 (3). – P. 255-272.

111. Ernst, W. G. Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps / W. G. Ernst // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1971. – V. 34 (1). – P. 43-59.
112. Escola, P. On the eclogites of Norway. / P. Escola. – V. 8. Oslo Videbsk. Skr. I Mat.-Naturw. Kl, 1921. – 118 p.
113. Fossen, H. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite dates from the nappe region of southwestern Norway: dating extensional deformation in the Scandinavian Caledonides / H. Fossen, R. D. Dallmeyer // *Tectonophysics*. – 1998. – V. 285 (1-2). – P. 119-133.
114. Gebauer, D. Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution / D. Gebauer // *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. – 1999. – V. 79 (1). – P. 191-208.
115. Gebauer, D. The age and origin of some Norwegian eclogites: U-Pb zircon and REE study / D. Gebauer, M. A. Lappin, M. Grünenfelder, A. Wyttenbach // *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*. – 1985. – V. 52 (2). – P. 227-247.
116. Geisler, T. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts / T. Geisler, U. Schaltegger, F. Tomaschek // *Elements*. – 2007. – V. 3 (1). – P. 43-50.
117. Gilotti, J. A. Devonian to Carboniferous collision in the Greenland Caledonides: U-Pb zircon and Sm-Nd ages of high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphism / J. A. Gilotti, A. P. Nutman, H. K. Brueckner // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2004. – V. 148 (2). – P. 216-235.
118. Goldfarb, R. J. Secular variation in economic geology / R. J. Goldfarb, D. Bradley, D. L. Leach // *Economic Geology*. – 2010. – V. 105 (3). – P. 459-465.
119. Griffin, W. L. Caledonian Sm-Nd ages and a crustal origin for Norwegian eclogites / W. L. Griffin, H. K. Brueckner // *Nature*. – 1980. – V. 285 (5763). – P. 319-321.
120. Griffin, W. L. REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies of Norwegian eclogites / W. L. Griffin, H. K. Brueckner // *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*. – 1985. – V. 52 (2). – P. 249-271.
121. Griffin, W. L. Formation of eclogites and the coronas in anorthosites, Bergen Arcs, Norway / W. L. Griffin // *Memoirs - Geological Society of America*. – 1972. – V. 135. – P. 37-63.
122. Griffin, W. L. Eclogites and basal gneisses in western Norway / W. L. Griffin, M. B. E. Mørk // *Uppsala Caledonide Symposium. Mineralogisk-Geologisk Museum, Excursion Guide B*. – 1981. – V. 1. – P. 88.
123. Griffin, W. L. 'On the eclogites of Norway'—65 years later / W. L. Griffin // *Mineralogical Magazine*. – 1987. – V. 51 (361). – P. 333-343.
124. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence / U. Schaltegger, C. M. Fanning, D. Günther [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V. 134 (2). – P. 186-201.

125. Hacker, B. Ascent of the ultrahigh-pressure Western Gneiss region, Norway / B. Hacker // *Special Papers-Geological Society of America*. – 2007. – V. 419. – 171.
126. Hacker, B. R. Continental collisions and the creation of ultrahigh-pressure terranes: Petrology and thermochronology of nappes in the central Scandinavian Caledonides / B. R. Hacker, P. B. Gans // *Geological Society of America Bulletin*. – 2005. – V. 117 (1-2). – P. 117-134.
127. Harley, S. L. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains / S. L. Harley, N. M. Kelly, A. Möller // *Elements*. – 2007. – V. 3 (1). – P. 25-30.
128. Harley, S. L. Zircon tiny but timely / S. L. Harley, N. M. Kelly // *Elements*. – 2007. – V. 3 (1). – P. 13-18.
129. Hawkesworth, C. J. The evolution of the continental crust and the onset of plate tectonics / C. J. Hawkesworth, P. A. Cawood, B. Dhuime // *Frontiers in Earth Science*. – 2020. – V. 8. – 326.
130. Hermann, J. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones / J. Hermann, C. Spandler, A. Hack, A. V. Korsakov // *Lithos*. – 2006. – V. 92 (3-4). – P. 399-417.
131. Hermann, J. Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust / J. Hermann, D. Rubatto // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2003. – V. 21 (9). – P. 833-852.
132. Hermann, J. Deep fluids in subducted continental crust / J. Hermann, Y.-F. Zheng, D. Rubatto // *Elements*. – 2013. – V. 9 (4). – P. 281-287.
133. Hickmott, D. D. Trace element zoning in garnets—implications for metamorphic petrogenesis : PhD Thesis / D. D. Hickmott. – Massachusetts Institute of Technology, 1988. – 449 p.
134. Hiortdahl, T. H. Geologiske undersøgelser i Bergens Omegn: med et tillæg om fjeldstykket Mellem Laerdal og Urland samt om profilet ved Filefjeld, af Theodor Kjerulf. Geologiske undersøgelser i Bergens Omegn / T. H. Hiortdahl. – 1862. – 34 p.
135. Hokada, T. Zircon growth in UHT leucosome: constraints from zircon-garnet rare earth elements (REE) relations in Napier Complex, East Antarctica / T. Hokada, S. L. Harley // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2004. – V. 99 (4). – P. 180-190.
136. Hoskin, P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon / P.W.O. Hoskin, L.P. Black // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2000. – V. 18 (4). – P. 423-439.
137. Hyppolito, T. Rehydration of eclogites and garnet-replacement processes during exhumation in the amphibolite facies / T. Hyppolito, A. Cambeses, S. Angiboust [et al.] // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2019. – V. 478 (1). – P. 217-239.
138. Imayama, T. Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia / T. Imayama, C.-W. Oh, S. K. Baltybaev [et al.] // *Lithosphere*. – 2017. – V. 9 (6). – P. 855-873.

139. Jahns, R. H. Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites / R. H. Jahns, C. W. Burnham // *Economic Geology*. – 1969. – V. 64 (8). – P. 843-864.
140. Jamtveit, B. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway / B. Jamtveit, K. Bucher-Nurminen, H. Austrheim // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 104 (2). – P. 184-193.
141. Janots, E. Rare earth elements and Sm-Nd isotope redistribution in apatite and accessory minerals in retrogressed lower crust material (Bergen Arcs, Norway) / E. Janots, H. Austrheim, C. Spandler [et al.] // *Chemical Geology*. – 2018. – V. 484. – P. 120-135.
142. John, T. Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu–Hf–Sm–Nd isotope systematics / T. John, E. E. Scherer, K. Haase, V. Schenk // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004. – V. 227 (3-4). – P. 441-456.
143. Kawasaki, T. Solubility of TiO₂ in garnet and orthopyroxene: Ti thermometer for ultrahigh-temperature granulites / T. Kawasaki, Y. Motoyoshi // *US Geological Survey and The National Academies*. – 2007. – 1047.
144. Kelly, N. M. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica / N. M. Kelly, S. L. Harley // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – V. 149 (1). – P. 57-84.
145. Kessel, R. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth / R. Kessel, M. W. Schmidt, P. Ulmer, T. Pettke // *Nature*. – 2005. – V. 437 (7059). – P. 724-727.
146. Kohn, M. J. The fall and rise of metamorphic zircon / M. J. Kohn, S. L. Corrie, C. Markley // *American Mineralogist*. – 2015. – V. 100 (4). – P. 897-908.
147. Kolderup, C. F. The Geology of the District of the Bergen Arches / C. F. Kolderup // *Proceedings of the Geologists' Association*. – 1912. – V. 23 (1). – P. 18-39.
148. Konilov, A. N. Petrology of eclogites of the Belomorian Province / A. N. Konilov, A. A. Shchipansky, M. V. Mints, O. I. Volodichev // *Abstract Vol. of the 32nd IGC, Pt.* – 2004. – V. 1. – P. 108.
149. Korenaga, J. Crustal evolution and mantle dynamics through Earth history / J. Korenaga // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2018. – V. 376 (2132). – 20170408.
150. Kühn, A. Retention of Precambrian Rb/Sr phlogopite ages through Caledonian eclogite facies metamorphism, Bergen Arc complex, W-Norway / A. Kühn, J. Glodny, K. Iden, H. Austrheim // *Lithos*. – 2000. – V. 51 (4). – P. 305-330.
151. Krabbendam, M. Late-Caledonian structures, differential retrogression and structural position of (ultra) high-pressure rocks in a Nordjord-Stadlandet area, Western Gneiss Region / M. Krabbendam, A. Wain // *Norges Geologiske Undersøkelse*. – 1997. – V. 432. – P. 127-139.

152. Krogh, E. J. HP and UHP Eclogites and Garnet Peridotites in / E. J. Krogh, D. A. Carswell // *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. – 1995. – 244.
153. Krogh, E. J. Evidence of Precambrian continent–continent collision in Western Norway / E. J. Krogh // *Nature*. – 1977. – V. 267 (5606). – P. 17-19.
154. Krogh, T. E. A Paleozoic age for the primary minerals of a Norwegian eclogite / T. E. Krogh, B. O. Mysen, G. L. Davis // *Annu. Rep. Geophys. Lab.* – 1974. – V. 15. – P. 567-601.
155. Krogh, T. E. U–Pb zircon geochronology of eclogites from the Scandian Orogen, northern Western Gneiss Region, Norway: 14–20 million years between eclogite crystallization and return to amphibolite-facies conditions. This article is one of a series of papers published in this Special Issue on the theme of Geochronology in honour of Tom Krogh. / T. E. Krogh, S. L. Kamo, P. Robinson [et al.] // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2011. – V. 48 (2). – P. 441-472.
156. Kylander-Clark, A. R. Coupled Lu–Hf and Sm–Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high-and ultrahigh-pressure eclogites from western Norway / A. R. Kylander-Clark, B. R. Hacker, C. M. Johnson [et al.] // *Chemical Geology*. – 2007. – V. 242 (1-2). – P. 137-154.
157. Kylander-Clark, A. R. Large-scale, long-lived subduction of ultrahigh-pressure terranes: Western Gneiss Region, Norway / A. R. Kylander-Clark, B. R. Hacker, C. M. Johnson [et al.] // *AGU Fall Meeting Abstracts*. – V. 88 (52). – 2007. – Abstract TC22C-02.
158. Kylander-Clark, A. R. Laser-ablation split-stream ICP petrochronology / A. R. Kylander-Clark, B. R. Hacker, J. M. Cottle // *Chemical Geology*. – 2013. – V. 345. – P. 99-112.
159. Lanari, P. Metamorphic geology: progress and perspectives / P. Lanari, S. Ferrero, P. Goncalves, E. G. Grosch // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2019. – V. 478 (1). – P. 1-12.
160. Lappin, M. A. Mantle-equilibrated orthopyroxene eclogite pods from the basal gneisses in the Selje district, western Norway / M. A. Lappin, D. C. Smith // *Journal of Petrology*. – 1978. – V. 19 (3). – P. 530-584.
161. Leake, B. E. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names / B. E. Leake, A. R. Woolley, C. E. Arps [et al.] // *Mineralogical Magazine*. – 1997. – V. 61 (405). – P. 295-310.
162. Lee, J. K. W. Pb, U and Th diffusion in natural zircon / J. K. W. Lee, I. S. Williams, D. J. Ellis // *Nature*. – 1997. – V. 390 (6656). – P. 159-162.
163. Li, X. Neoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia) / X. Li, L. Zhang, C. Wei [et al.] // *Precambrian Research*. – 2017. – V. 294. – P. 257-283.
164. Liati, A. Constraining the prograde and retrograde PTt path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece / A. Liati, D. Gebauer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V. 135 (4). – P. 340-354.

165. Liu, H. Metamorphism and fluid evolution of the Sumdo eclogite, Tibet: Constraints from mineral chemistry, fluid inclusions and oxygen isotopes / H. Liu, Y. Xiao, A. van den Kerkhof [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2019. – V. 172. – P. 292-307.
166. McDonough, W. F. The composition of the Earth / W. F. McDonough, S.-S. Sun // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120 (3-4). – P. 223-253.
167. Mearns, E. W. Sm-Nd ages for Norwegian garnet peridotite / E. W. Mearns // *Lithos*. – 1986. – V. 19 (3-4). – P. 269-278.
168. Melnik, A. E. Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield / A. E. Melnik, S. G. Skublov, D. Rubatto [et al.] // *Precambrian Research*. – 2021. – V. 353. – P. 106014.
169. Mibe, K. Slab melting versus slab dehydration in subduction-zone magmatism / K. Mibe, T. Kawamoto, K. N. Matsukage [et al.] // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2011. – V. 108 (20). – P. 8177-8182.
170. Miller, C. Eclogitisation of gabbroic rocks: redistribution of trace elements and Zr in rutile thermometry in an Eo-Alpine subduction zone (Eastern Alps) / C. Miller, A. Zanetti, M. Thöni, J. Konzett // *Chemical Geology*. – 2007. – V. 239 (1-2). – P. 96-123.
171. Mints, M. V. Age of eclogites formed by the subduction of the Mesoarchaeon oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield, Russia): A synthesis / M. V. Mints, K. A. Dokukina // *Precambrian Research*. – 2020. – V. 350. – P. 105879.
172. Mints, M. V. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure / M. V. Mints, K. A. Dokukina, A. N. Konilov [et al.]. – Geological Society of America, 2015. – 433 p.
173. Mints, M. V. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution / M. V. Mints, K. A. Dokukina, A. N. Konilov // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25 (2). – P. 561-584.
174. Miyashiro, A. Evolution of metamorphic belts / A. Miyashiro // *Journal of Petrology*. – 1961. – V. 2 (3). – P. 277-311.
175. Miyashiro, A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics / A. Miyashiro // *American Journal of Science*. – 1972. – V. 272 (7). – P. 629-656.
176. Miyashiro, A. Paired and unpaired metamorphic belts / A. Miyashiro // *Tectonophysics*. – 1973. – V. 17 (3). – P. 241-254.
177. Moore, A. C. The petrography and possible regional significance of the Hjelmkona ultramafic body (sagvandite), Nordmøre, Norway / A. C. Moore // *Nor. Geol. Tidsskr.* – 1977. – V. 57 (5). – P. 55-64.
178. Morimoto, N. Nomenclature of pyroxenes / N. Morimoto // *Mineralogy and Petrology*. – 1988. – V. 39 (1). – P. 55-76.

179. Möller, A. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway) / A. Möller, P. J. O'Brien, A. Kennedy, A. Kröner // Geological Society, London, Special Publications. – 2003. – V. 220 (1). – P. 65-81.
180. Mørk, M. B. E. Sm-Nd isotopic systematics of a gabbro-eclogite transition / M. B. E. Mørk, E. W. Mearns // Lithos. – 1986. – V. 19 (3-4). – P. 255-267.
181. Oxburgh, E. R. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions / E. R. Oxburgh, D. L. Turcotte // Journal of Geophysical Research. – 1971. – V. 76 (5). – P. 1315-1327.
182. Palin, R. M. Metamorphism and its bearing on geosystems / R. M. Palin // Geosystems and Geoenvironment. – 2022. – V. 1 (1). – 100012.
183. Paulamäki, S. Depositional history and tectonic regimes within and in the margins of the Fennoscandian Shield during the last 1300 million years / S. Paulamäki, A. Kuivamäki. – Olkiluoto: Posiva Oy, 2006 – 143 p.
184. Philippot, P. Chlorine cycling during subduction of altered oceanic crust / P. Philippot, P. Agrinier, M. Scambelluri // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – V. 161 (1-4). – P. 33-44.
185. Pollok, K. Complex replacement patterns in garnets from Bergen Arcs eclogites: a combined EBSD and analytical TEM study / K. Pollok, G. E. Lloyd, H. Austrheim, A. Putnis // Geochemistry. – 2008. – V. 68 (2). – P. 177-191.
186. Pyle, J. M. Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions / J. M. Pyle, F. S. Spear // American Mineralogist. – 2003. – V. 88 (4). – P. 708-708.
187. Ragnhildstveit, J. Geological map of Norway, bedrock map Bergen, scale 1: 250 000 / J. Ragnhildstveit, D. Helliksen // Trondheim: Norges Geologiske Undersökelse. – 1997.
188. Raimbourg, H. Garnet reequilibration and growth in the eclogite facies and geodynamical evolution near peak metamorphic conditions / H. Raimbourg, B. Goffé, L. Jolivet // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2007. – V. 153 (1). – P. 1-28.
189. Roberts, D. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides / D. Roberts, D. G. Gee // The Caledonide orogen–Scandinavia and related areas. – 1985. – V. 1. – P. 55-68.
190. Roberts, D. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues / D. Roberts // Tectonophysics. – 2003. – V. 365 (1-4). – P. 283-299.
191. Root, D. B. Discrete ultrahigh-pressure domains in the Western Gneiss Region, Norway: implications for formation and exhumation / D. B. Root, B. R. Hacker, P. B. Gans [et al.] // Journal of Metamorphic Geology. – 2005. – V. 23 (1). – P. 45-61.
192. Root, D. B. Zircon geochronology and ca. 400 Ma exhumation of Norwegian ultrahigh-pressure rocks: an ion microprobe and chemical abrasion study / D. B. Root, B. R. Hacker, J. M. Mattinson, J. L. Wooden // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – V. 228 (3-4). – P. 325-341.

193. Rubatto, D. Exhumation as fast as subduction? / D. Rubatto, J. Hermann // *Geology*. – 2001. – V. 29 (1). – P. 3-6.
194. Rubatto, D. Identification of growth mechanisms in metamorphic garnet by high-resolution trace element mapping with LA-ICP-TOFMS / D. Rubatto, M. Burger, P. Lanari [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2020. – V. 175 (7). – P. 1-19.
195. Rubatto, D. Zircon: the metamorphic mineral / D. Rubatto // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2017. – V. 83 (1). – P. 261-295.
196. Rubatto, D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism / D. Rubatto // *Chemical Geology*. – 2002. – V. 184 (1-2). – P. 123-138.
197. Russell, M. J. Serpentinization as a source of energy at the origin of life / M. J. Russell, A. J. Hall, W. Martin // *Geobiology*. – 2010. – V. 8 (5). – P. 355-371.
198. **Salimgaraeva, L.I.** Garnets from eclogites of Bergen Arcs: rare earth and trace elements composition features / L.I. Salimgaraeva // XII Russian-German raw materials forum. Abstracts book. Saint-Petersburg Mining University. – St. Petersburg. – 2019. – P. 30-31.
199. **Salimgaraeva, L.I.** Chemical composition features of garnets from the Bergen Arcs eclogites (Southern Norway) / L.I. Salimgaraeva, A.V. Berezin, S.G. Skublov // Votyakov S., Kiseleva D., Grokhovsky V., Shchapova Y. (eds) *Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation*. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. – Springer, Cham. – 2020. – P. 205-213.
200. Scambelluri, M. Deep fluids in subduction zones / M. Scambelluri, P. Philippot // *Lithos*. – 2001. – V. 55 (1-4). – P. 213-227.
201. Scambelluri M. Incompatible element-rich fluids released by antigorite breakdown in deeply subducted mantle / M. Scambelluri, P. Bottazzi, V. Trommsdorff [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 192 (3). – P. 457-470.
202. Scherer, E. E. Lu–Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm–Nd system and the effects of trace mineral inclusions / E. E. Scherer, K. L. Cameron, J. Blichert-Toft // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2000. – V. 64 (19). – P. 3413-3432.
203. Schneider, J. Micro-scale element migration during eclogitisation in the Bergen arcs (Norway): a case study on the role of fluids and deformation / J. Schneider, D. Bosch, P. Monie, O. Bruguier // *Lithos*. – 2007. – V. 96 (3-4). – P. 325-352.
204. Schmidt, M. W. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation / M. W. Schmidt, S. Poli // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1998. – V. 163 (1-4). – P. 361-379.
205. Sheng, Y.-M. Fluid action on zircon growth and recrystallization during quartz veining within UHP eclogite: Insights from U–Pb ages, O–Hf isotopes and trace elements / Y.-M. Sheng, Y.-F. Zheng, R.-X. Chen [et al.] // *Lithos*. – 2012. – V. 136. – P. 126-144.

206. Skora, S. Diffusion-limited REE uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu–Hf and Sm–Nd geochronology / S. Skora, L. P. Baumgartner, N. J. Mahlen [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – V. 152 (6). – P. 703-720.
207. Skublov, S. G. Zircons from a Pegmatite Cutting Eclogite (Gridino, Belomorian Mobile Belt): U–Pb–O and Trace Element Constraints on Eclogite Metamorphism and Fluid Activity / S. G. Skublov, A. V. Berezin, X.-H. Li, **L. I. Salimgaraeva** [et al.] // *Geosciences*. – 2020. – V. 10 (5). – 197.
208. Skublov, S. G. Comment on Volodichev et al. Archean zircons with omphacite inclusions from eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: the first finding. *Minerals* 2021, 11, 1029 / S. G. Skublov, A. V. Berezin, **L. I. Salimgaraeva** // *Minerals*. – 2022. – 12 (2). – 141.
209. Smith, D. C. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics / D. C. Smith // *Nature*. – 1984. – V. 310 (5979). – P. 641-644.
210. Smith, D. C. Crystal-chemistry of a unique jadeite-rich acmite-poor omphacite from the Nybo eclogite pod, Sorpollen, Nordfjord, Norway / D. C. Smith, A. Mottana, G. Rossi // *Lithos*. – 1980. – V. 13 (3). – P. 227-236.
211. Spandler, C. Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust; insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia / C. Spandler, J. Hermann, R. Arculus, J. Mavrogenes // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 206 (1-2). – P. 21-42.
212. Spandler, C. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes / C. Spandler, J. Hermann, R. Arculus, J. Mavrogenes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2003. – V. 146 (2). – P. 205-222.
213. Spengler, D. Origin and evolution of deep upper mantle rocks from western Norway: PhD Thesis. V. 266 / D. Spengler. – Utrecht University, 2006. – 283 p.
214. Starmer, I. C. The Sveconorwegian orogeny in southern Norway, relative to deep crustal structures and events in the North Atlantic Proterozoic supercontinent / I. C. Starmer // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1993. – V. 73 (2). – P. 109-132.
215. Stephens, M. B. The Scandinavian Caledonides: a complexity of collisions / M. B. Stephens // *Geology Today*. – 1988. – V. 4 (1). – P. 20-26.
216. Stern, R. J. The evolution of plate tectonics / R. J. Stern // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2018. – V. 376 (2132). – 20170406.
217. Sun, C. An assessment of subsolidus re-equilibration on REE distribution among mantle minerals olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and garnet in peridotites / C. Sun, Y. Liang // *Chemical Geology*. – 2014. – V. 372. – P. 80-91.
218. Terry, M. P. Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordøyane, Western Gneiss Region, Norway / M. P. Terry, P. Robinson, M. A. Hamilton, M. J. Jercinovic // *American Mineralogist*. – 2000. – V. 85 (11-12). – P. 1651-1664.

219. Turner, S. Heading down early on? Start of subduction on Earth / S. Turner, T. Rushmer, M. Reagan, J.-F. Moyen // *Geology*. – 2014. – V. 42 (2). – P. 139-142.
220. Torsvik, T. H. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic—a tale of Baltica and Laurentia / T. H. Torsvik, M. A. Smethurst, J. G. Meert [et al.] // *Earth-Science Reviews*. – 1996. – V. 40 (3-4). – P. 229-258.
221. Tribuzio, R. Rare earth element redistribution during high-pressure–low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones / R. Tribuzio, B. Messiga, R. Vannucci, P. Bottazzi // *Geology*. – 1996. – V. 24 (8). – P. 711-714.
222. Ulmer, P. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism / P. Ulmer, V. Trommsdorff // *Science*. – 1995. – V. 268 (5212). – P. 858-861.
223. Vance, D. Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures / D. Vance, W. Müller, I. M. Villa. // *Geological Society of London. Special Publications*. – 2003 – V. 220 – P.1-24.
224. Vavra, G. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study / G. Vavra, D. Gebauer, R. Schmid, W. Compston // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – V. 122 (4). – P. 337-358.
225. Volkova, N. I. Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals / N. I. Volkova, A. E. Frenkel, V. I. Budanov, G. G. Lepezin // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2004. – V. 23 (5). – P. 745-759.
226. Wain, A. New evidence for coesite in eclogite and gneisses: Defining an ultrahigh-pressure province in the Western Gneiss region of Norway / A. Wain // *Geology*. – 1997. – V. 25 (10). – P. 927-930.
227. Wain, A. The high-pressure to ultrahigh-pressure eclogite transition in the Western Gneiss Region, Norway / A. Wain, D. Waters, A. Jephcoat, H. Olijnyk // *European Journal of Mineralogy*. – 2000. – V. 12 (3). – P. 667-687.
228. Walsh, E. O. Protolith ages and exhumation histories of (ultra) high-pressure rocks across the Western Gneiss Region, Norway / E. O. Walsh, B. R. Hacker, P. B. Gans [et al.] // *Geological Society of America Bulletin*. – 2007. – V. 119 (3-4). – P. 289-301.
229. Walsh, E. O. The fate of subducted continental margins: Two-stage exhumation of the high-pressure to ultrahigh-pressure Western Gneiss Region, Norway / E. O. Walsh, B. R. Hacker // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2004. – V. 22 (7). – P. 671-687.
230. Watson, E. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / E. B. Watson, D. A. Wark, J. B. Thomas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – V. 151 (4). – P. 413-433.
231. Whitehouse, M. J. Dating high-grade metamorphism—constraints from rare-earth elements in zircon and garnet / M. J. Whitehouse, J. P. Platt // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2003. – V. 145 (1). – P. 61-74.

232. Wiedenbeck, M. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses / M. Wiedenbeck, P. Alle, F. Y. Corfu [et al.] // *Geostandards Newsletter*. – 1995. – V. 19 (1). – P. 1-23.
233. Wilson, M. *Igneous petrogenesis*. – London: Unwin Hayman / M. Wilson. – 1989 – 466 p.
234. Yakymchuk, C. Th/U ratios in metamorphic zircon / C. Yakymchuk, C. L. Kirkland, C. Clark // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2018. – V. 36 (6). – P. 715-737.
235. Shaw, D. M. *Trace Elements in Magmas: A Theoretical Treatment*. *Trace Elements in Magmas* / D. M. Shaw. – Cambridge University Press, 2006. – 264 p.
236. Stephens, M. B. Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides / M. B. Stephens, D. G. Gee. // *Geological Society of America Special Papers*. – 1989. – V. 230. – P. 17-30.
237. Yu, H. L. Age and P–T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia / H. L. Yu, L. F. Zhang, C. J. Wei [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2017. – V. 35 (8). – P. 855-869.
238. Yu H. Garnet Lu-Hf geochronology and P-T path of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia / H. Yu, L. Zhang, P. Lanari [et al.] // *Lithos*. – 2019. – V. 326. – P. 313-326.
239. Yu, H. The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling / H. Yu, L. Zhang, L. Zhang [et al.] // *Precambrian Research*. – 2019. – V. 326. – P. 363-384.
240. Zack, T. An evaluation of reactive fluid flow and trace element mobility in subducting slabs / T. Zack, T. John // *Chemical Geology*. – 2007. – V. 239 (3-4). – P. 199-216.
241. Zheng, Y.-F. Fluid regime in continental subduction zones: petrological insights from ultrahigh-pressure metamorphic rocks / Y.-F. Zheng // *Journal of the Geological Society*. – 2009. – V. 166 (4). – P. 763-782.
242. Zheng, Y.-F. Geochemistry of continental subduction-zone fluids / Y.-F. Zheng, J. Hermann // *Earth, Planets and Space*. – 2014. – V. 66 (1). – P. 1-16.
243. Zheng, Y.-F. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones / Y.-F. Zheng // *Chemical Geology*. – 2012. – V. 328. – P. 5-48.
244. Zheng, Y.-F. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision / Y.-F. Zheng, Q.-X. Xia, R.-X. Chen, X.-Y. Gao // *Earth-Science Reviews*. – 2011. – V. 107 (3-4). – P. 342-374.
245. Zheng, Y.-F. Two styles of plate tectonics in Earth's history / Y.-F. Zheng, G. Zhao // *Science Bulletin*. – 2020. – V. 65 (4). – P. 329-334.
246. Zindler, A. Chemical geodynamics / A. Zindler, S. Hart // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1986. – V. 14 (1). – P. 493-571.

ПРИЛОЖЕНИЕ А Описание образцов

Таблица А.1 – Описание образцов с точками отбора.

№ обр.	Дата отбора	Точка отбора, координаты	Описание
Комплекс Берген Аркс			
1801	19.08.2018	№ 1. Северный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 45.5" с.ш. 05° 02' 33.5" в.д.	Метаанортозит с мелкозернистым Grt и прослоями Amph (до 1 см)
1802	19.08.2018	№ 1. Северный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 45.5" с.ш. 05° 02' 33.5" в.д.	Мелкозернистый эклогит
1803	19.08.2018	№ 1. Северный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 45.5" с.ш. 05° 02' 33.5" в.д.	Плотный псевдотахилит
1804	19.08.2018	№ 2. Северный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 42.6" с.ш. 05° 02' 33.5" в.д.	Гранатит (?), содержащий до 80% Grt
1805	19.08.2018	№ 2. Северный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 42.6" с.ш. 05° 02' 33.5" в.д.	Амфиболизированные линзы эклогита в метаанортозите (выветрелый)
1806	20.08.2018	№ 3. Западный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 24.9" с.ш. 05° 00' 15.2" в.д.	Метаанортозит (один из штуфов с Grt-Amph шпиром)
1807	20.08.2018	№ 3. Западный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 24.9" с.ш. 05° 00' 15.2" в.д.	Эклогит из shear-зоны
1808	20.08.2018	№ 3. Западный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 24.9" с.ш. 05° 00' 15.2" в.д.	Рассланцованный эклогит
1809	20.08.2018	№ 3. Западный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 24.9" с.ш. 05° 00' 15.2" в.д.	Обр. из контакта эклогита с метаанортозитом с релик-товыми лейкократовыми минералами и новообразованными шпирами Grt+Amph
1810	20.08.2018	№ 3. Западный склон горы Элдсфьеллет. 60° 35' 24.9" с.ш. 05° 00' 15.2" в.д.	Слаборассланцованный эклогит

Продолжение таблицы А.1

№ обр.	Дата отбора	Точка отбора, координаты	Описание
1811	21.08.2018	№ 4. Вершина горы Элдсфьеллет. 60° 35' 04" с.ш. 05° 03' 09" в.д.	Мелкозернистый метаанортозит с небольшим количеством Grt и Amph (меньше, чем в 1812)
1812	21.08.2018	№ 4. Вершина горы Элдсфьеллет. 60° 35' 04" с.ш. 05° 03' 09" в.д.	Метаанортозит со значительным количеством Grt-Amph обособлений (2 x 20 см)
1813	21.08.2018	№ 4. Вершина горы Элдсфьеллет. 60° 35' 04" с.ш. 05° 03' 09" в.д.	Эклогит
1814	21.08.2018	№ 4. Вершина горы Элдсфьеллет. 60° 35' 04" с.ш. 05° 03' 09" в.д.	Grt-Ilm обособления
1815	21.08.2018	№ 5. Спуск с вершины горы Элдсфьеллет. 60° 35' 03" с.ш. 05° 03' 19" в.д.	Метаанортозит с крупными обособлениями Grt и Amph
1816	21.08.2018	№ 5. Спуск с вершины горы Элдсфьеллет. 60° 35' 03" с.ш. 05° 03' 19" в.д.	Амфиболит (40% Amph, 30% Qu, 30% Pl)
1817	21.08.2018	№ 5. Спуск с вершины горы Элдсфьеллет. 60° 35' 03" с.ш. 05° 03' 19" в.д.	Эклогит плотный
1818	21.08.2018	№ 6. Спуск с вершины горы Элдсфьеллет. 60° 35' 03.2" с.ш. 05° 03' 15.7" в.д.	Амфиболит мелкозернистый, сильно рассланцованный
1819	23.08.2018	№ 7. Причал нас. пункта Ландсвик 60° 36' 17.6" с.ш. 05° 03' 45.6" в.д.	Амфиболит среднезернистый, плотный, массивный. Содержит около 15% Vt.
Беломорский подвижный пояс			
S1	08.07.2019	О-в Сидоров. 66° 19' 50" с.ш. 33° 51' 26" в.д.	Гранатизированный протолит (эклогит?)
S2	08.07.2019	О-в Сидоров. 66° 19' 50" с.ш. 33° 51' 26" в.д.	Амфиболит из каймы
S3	08.07.2019	О-в Сидоров. 66° 19' 50" с.ш. 33° 51' 26" в.д.	Эклогит с омфацитом (?)

Продолжение таблицы А.1

№ обр.	Дата отбора	Точка отбора, координаты	Описание
S4	08.07.2019	О-в Сидоров. 66° 19' 50" с.ш. 33° 51' 26" в.д.	Амфиболит из каймы
S5	08.07.2019	О-в Сидоров. 66° 19' 50" с.ш. 33° 51' 26" в.д.	Гранат из «языков»
V1	08.07.2019	О-в Виченная Луда. 66° 19' 33" с.ш. 33° 50' 57" в.д.	Протолит из центра будины (эклогит?)
V2	08.07.2019	О-в Виченная Луда. 66° 19' 33" с.ш. 33° 50' 57" в.д.	Образец из каймы амфиболизации с гранатом
Западный гнейсовый регион			
1901	20.07.2019	Селье, за Кирхой (церковью), около таблички. 63° 03' 10" с.ш. 05° 20' 41" в.д.	Эклогит
1902	21.07.2019	Нибо. Старый каменный причал. 61° 56' 01" с.ш. 05° 13' 09" в.д.	Эклогит
1903	21.07.2019	Нибо. Старый каменный причал. 61° 56' 01" с.ш. 05° 13' 09" в.д.	Гранатит
1904	21.07.2019	Нибо. Старый каменный причал. 61° 56' 01" с.ш. 05° 13' 09" в.д.	Амфиболит с пиритом
1905	21.07.2019	Вдоль 618 дороги, рядом с геодезической маркой. 61° 57' 34" с.ш. 05° 12' 27" в.д.	Амфиболизированный эклогит
1906	21.07.2019	Вдоль 618 дороги, рядом с геодезической маркой. 61° 57' 34" с.ш. 05° 12' 27" в.д.	Амфиболит из края будины
1907	21.07.2019	Флатракет, краугольная глыба у основания причала. 61° 58' 37" с.ш. 5° 14' 03" в.д.	Эклогит
1908	21.07.2019	Отвалы карьера у нас. пункта Флатракет. 61° 58' 41" с.ш. 05° 14' 42" в.д.	Эклогитизированный габбро

Продолжение таблицы А.1

№ обр.	Дата отбора	Точка отбора, координаты	Описание
1909	21.07.2019	Отвалы карьера у нас. пункта Флатракет. 61° 58' 41" с.ш. 05° 14' 42" в.д.	Эклогит
1910	21.07.2019	Отвалы карьера у нас. пункта Флатракет. 61° 58' 41" с.ш. 05° 14' 42" в.д.	Рассланцованный эклогит
1911	22.07.2019	Вдоль берега от Кирхи, блоки эклогита, лежащих грядой. 62° 04' 51" с.ш. 05° 16' 57" в.д.	Эклогит из ядра глыбы
1912	22.07.2019	Вдоль берега от Кирхи, блоки эклогита, лежащих грядой. 62° 04' 51" с.ш. 05° 16' 57" в.д.	Амфиболит из краевой части глыбы
1913	22.07.2019	Вдоль берега от Кирхи, под желтым домиком. 62° 04' 47" с.ш. 05° 17' 32" в.д.	Эклогит без видимых следов амфиболизации
1914	22.07.2019	Вдоль берега от Кирхи, стенка эклогита. 62° 04' 39" с.ш. 05° 18' 23" в.д.	Ярко-зеленый эклогит
1915	22.07.2019	Вдоль берега от Кирхи, стенка эклогита. 62° 04' 39" с.ш. 05° 18' 23" в.д.	Гранатит
1916	22.07.2019	Вдоль берега от Кирхи, стенка эклогита. 62° 04' 39" с.ш. 05° 18' 23" в.д.	Амфиболит
1917	22.07.2019	За церковью Селье, будина Смита. 63° 03' 10" с.ш. 05° 20' 41" в.д.	Мелкозернистый эклогит
1918	22.07.2019	За церковью Селье, будина Смита. 63° 03' 10" с.ш. 05° 20' 41" в.д.	Амфиболит
1919	22.07.2019	За церковью Селье, будина Эскола. 63° 03' 10" с.ш. 05° 20' 41" в.д.	Крупнозернистый эклогит (с Chl голубоватого цвета)
1920	22.07.2019	За церковью Селье, будина Эскола. 63° 03' 10" с.ш. 05° 20' 41" в.д.	Среднезернистый эклогит

Продолжение таблицы А.1

№ обр.	Дата отбора	Точка отбора, координаты	Описание
1921	23.07.2019	За церковью Селье, будина Эскола. 63° 03' 10" с.ш. 05° 20' 41" в.д.	Chl-Amp выветрелый с агрегациями Vt
1922	24.07.2019	Вдоль грунтовой дороги обнаженная строительными работами будина в 600 м на север от Аршейм. 62° 04' 17" с.ш. 05° 26' 16" в.д.	Среднезернистый эклогит
1923	24.07.2019	Вдоль грунтовой дороги обнаженная строительными работами будина в 600 м на север от Аршейм. 62° 04' 17" с.ш. 05° 26' 16" в.д.	Amp-Chl-Vt агрегат из периферии будины
1924	25.07.2019	Побережье залива Нордполлен. 61° 58' 35" с.ш. 05° 16' 39" в.д.	Слюдяной сланец
1925	25.07.2019	Побережье залива Нордполлен. 61° 58' 35" с.ш. 05° 16' 39" в.д.	Амфиболитизированный эклогит
1926	25.07.2019	Побережье залива Нордполлен. 61° 58' 35" с.ш. 05° 16' 39" в.д.	Амфиболит

ПРИЛОЖЕНИЕ Б Результаты анализов химического состава пород

Таблица Б.1 – Состав пород о-ва Виченная Луда по главным (мас. %) и редким (ppm) элементам.

Место отбора	Остров Виченная Луда												
	экл.	амф.	экл.	экл.	амф.	экл.	гр.амф.	амф.	амф.	экл.	экл.	гр.амф.	амф.
№ обр.	701	702	704	705	706	707	708	709	711	712	713	714	715
SiO ₂	49.6	49.1	48.5	48.5	48.5	49.6	48.6	49.6	49.8	49.6	49.5	49.2	47.6
Al ₂ O ₃	13.6	13.2	11.9	11.9	12.0	13.0	13.4	13.1	12.8	13.6	13.4	12.0	13.3
TiO ₂	1.68	1.59	2.22	2.14	2.11	2.03	2.04	2.12	1.93	1.61	1.68	2.98	1.64
Fe ₂ O ₃ общ	15.4	15.1	18.3	17.6	17.0	16.2	17.0	14.7	15.3	15.1	15.5	19.1	16.8
MnO	0.22	0.23	0.25	0.24	0.20	0.22	0.23	0.20	0.23	0.22	0.22	0.26	0.24
MgO	6.70	6.97	6.82	6.87	6.88	6.14	6.25	6.59	6.22	6.86	6.80	5.46	6.58
CaO	9.70	9.42	9.12	9.12	8.70	9.29	9.38	9.13	9.14	9.84	9.56	8.34	9.52
Na ₂ O	2.37	2.26	2.26	2.28	2.16	2.47	2.25	2.31	2.21	2.38	2.37	1.43	2.45
K ₂ O	0.61	1.08	0.87	0.70	1.01	0.80	0.70	0.97	1.49	0.59	0.59	0.44	1.16
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.24	0.24	0.25	0.23	0.23	0.40	0.22	0.17	0.19	0.84	0.20
ППП	<0.1	0.93	<0.1	0.48	1.16	0.17	0.14	1.03	0.69	0.23	0.27	<0.1	0.72
Сумма, %	100	100	100	100	99.9	100	100	100	100	100	100	100	100
V	348	351	330	322	301	326	318	300	301	374	361	307	346
Cr	135	173	196	204	180	172	168	100	161	150	154	51.1	141
Co	50.7	50.9	57	56	50.6	51.6	49.7	51.2	47	51.7	52.1	49.5	50.2
Ni	76.3	83.3	88.6	87.5	82	81.2	67.7	67.6	68.6	82.7	80.5	39	71.6
Cu	71.1	26.8	97.5	102	98	104	77.9	74.4	118	66.2	64.9	103	12.2
Zn	98.9	108	119	118	109	111	110	99.7	129	93.2	93.4	117	134
Rb	13.9	22.9	24.8	19.7	15.4	22.7	17.2	24.7	30.4	13	13.6	8.74	20.8
Sr	151	123	157	150	97.5	156	159	169	108	152	147	221	144
Y	30.4	29.5	34.9	35.1	34.5	33.7	33.2	31.5	30.5	27.7	30.9	65.3	34.3
Zr	106	102	140	145	144	133	131	166	123	93.9	110	349	109
Nb	6.68	6.47	11.2	11.5	11	10.7	10.3	10.3	12.3	5.88	6.63	18.2	7.84
Ba	181	187	234	176	195	282	150	351	145	157	170	88.4	199

Примечание: здесь и далее экл. – эцлогит, амф. – амфиболит, гр. амф. – гранатовый амфиболит, гран. – гранатит, гр. – гранулит.

Продолжение таблицы Б.1

Шифр породы	экл.	амф.	экл.	экл.	амф.	экл.	гр.амф.	амф.	амф.	экл.	экл.	гр.амф.	амф.
№ обр.	701	702	704	705	706	707	708	709	711	712	713	714	715
La	12.0	10.3	17.7	18.5	15.6	15.6	15.1	17.0	15.8	11.0	11.7	38.3	9.82
Ce	28.4	26.0	40.1	41.6	36.1	35.9	35.3	42.0	36.2	25.7	27.8	86.9	26.1
Pr	3.88	3.64	5.42	5.51	4.79	4.73	4.70	5.81	4.82	3.51	3.84	11.7	3.83
Nd	17.2	16.3	23.0	23.5	21.2	20.9	20.7	24.6	20.8	15.9	16.7	50.3	17.2
Sm	4.40	4.21	5.49	5.81	5.38	5.07	5.15	5.62	5.01	3.96	4.28	11.1	4.80
Eu	1.46	1.36	1.62	1.63	1.69	1.61	1.61	1.70	1.57	1.29	1.39	3.07	1.65
Gd	5.06	4.71	6.25	6.24	6.08	5.88	5.63	6.11	5.44	4.58	5.03	12.0	5.61
Tb	0.86	0.83	1.04	1.04	1.00	0.95	0.94	0.94	0.89	0.78	0.86	1.89	0.96
Dy	5.43	5.22	6.31	6.31	6.11	6.02	5.72	5.41	5.44	4.79	5.35	11.6	6.09
Ho	1.11	1.06	1.24	1.26	1.26	1.18	1.17	1.14	1.11	1.01	1.08	2.29	1.22
Er	3.25	3.14	3.59	3.67	3.62	3.43	3.43	3.16	3.21	2.93	3.17	6.61	3.59
Tm	0.48	0.46	0.55	0.54	0.51	0.52	0.49	0.47	0.48	0.43	0.48	1.00	0.55
Yb	3.07	2.97	3.33	3.39	3.26	3.26	3.30	2.93	3.04	2.85	3.15	6.49	3.47
Lu	0.48	0.44	0.51	0.53	0.54	0.50	0.48	0.46	0.47	0.43	0.46	0.96	0.56
Hf	2.89	2.62	3.68	3.73	3.82	3.50	3.64	4.16	3.35	2.39	2.85	8.35	3.13
Ta	0.50	0.47	0.8	0.83	0.81	0.78	0.74	0.74	0.89	0.44	0.47	1.24	0.52
Pb	3.92	4.16	4.32	4.72	4.20	2.74	4.39	4.49	4.56	3.22	3.29	4.75	6.49
Th	1.85	1.74	2.72	2.93	2.81	2.56	2.50	1.75	2.38	1.56	1.73	3.19	1.78
U	0.47	0.59	0.65	0.69	0.71	0.62	0.55	0.44	0.65	0.39	0.38	0.71	0.49

Таблица Б.2 – Состав пород о-вов Керетского архипелага по главным (мас. %) и редким (ppm) элементам.

Место отбора Шифр породы	Остров Сидоров						Остров Кемьлуды			Остров Большая Илейка				
	экл.	амф.	экл.	амф.	гр.амф.	экл.	гр.амф.	амф.	экл.	гр.амф.	амф.	экл.	экл.	амф.
№ обр.	S1	S2	S3	S4	S5	203	319	216	511	512	513	217	218	219
SiO ₂	49.5	49.3	49.4	48.6	47.8	49.3	49.3	50.1	48.7	46.8	48.9	49.4	50.3	50.5
Al ₂ O ₃	14.3	10.6	13.6	11.0	11.8	12.4	11.2	13.1	13.6	12.5	12.9	13.7	12.9	12.1
TiO ₂	2.04	2.13	2.01	2.24	4.00	1.96	3.85	1.61	0.83	1.70	0.83	0.65	0.71	0.79
Fe ₂ O ₃ общ	16.3	18.8	16.4	17.9	21.2	16.3	21.0	15.1	14.8	22.0	15.5	12.0	10.8	11.4
MnO	0.17	0.28	0.24	0.27	0.27	0.22	0.26	0.21	0.23	0.30	0.21	0.18	0.17	0.19
MgO	5.57	7.33	5.67	7.09	4.61	6.38	3.61	6.22	7.28	4.86	6.42	11.4	10.8	10.9
CaO	10.8	9.36	9.65	9.04	9.12	9.71	8.08	8.64	12.1	10.9	12.2	10.4	10.7	10.7
Na ₂ O	1.05	1.31	2.32	1.18	1.56	3.01	1.36	2.92	1.80	1.32	1.56	1.93	2.26	1.90
K ₂ O	0.33	0.62	0.75	1.90	0.38	0.66	0.33	1.57	0.22	0.08	0.81	0.36	0.47	0.44
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.17	0.16	0.30	0.19	0.24	0.16	0.06	0.13	0.07	0.08	0.09	0.10
ППП	0.26	0.28	<0.1	0.75	<0.1	<0.1	1.15	0.38	0.41	<0.1	0.75	<0.1	0.55	0.69
Сумма, %	100	100	100	100	100	99.9	100	99.9	100	100	100	99.8	99.8	99.8
V	287	316	289	336	535	327	25.6	292	340	403	347	213	213	229
Cr	141	214	157	208	29.6	170	11.6	149	144	43.6	104	898	525	601
Co	43.9	52.0	45.0	55.1	49.6	50.8	32.3	42.4	49.9	56.8	49.1	61.3	46.6	51.0
Ni	72.4	90.2	64.5	91.5	48.4	64.3	9.73	56.5	85.9	45.6	73.3	214	145	153
Cu	142	97.8	57.9	34.9	126	178	183	42.7	157	165	101	69.5	112	77.1
Zn	77.3	112	98.6	130	116	136	81.9	147	80.5	110	86.3	68.5	77.7	84.0
Rb	8.24	5.62	23.2	59.2	12.7	21.9	3.24	36.5	8.2	<2.0	6.89	7.80	18.4	14.9
Sr	295	65.4	134	59.0	147	124	32.4	167	109	45.5	127	144	279	182
Y	30.0	33.2	30.0	28.2	49.3	29.6	126	28.3	22.6	41.8	24.5	12.7	15.9	16.9
Zr	115	126	122	115	224	119	671	128	41.2	84.1	43.7	47.0	63.4	65.5
Nb	10.4	10.8	9.97	8.87	19.8	11.4	14.2	13.7	<0.5	0.80	<0.5	2.67	3.15	3.68
Ba	40.6	59.0	218	235	121	186	83.8	180	28.3	8.23	42.2	133	650	376

Продолжение таблицы Б.2

Шифр породы	экл.	амф.	экл.	амф.	гр.амф.	экл.	гр.амф.	амф.	экл.	гр.амф.	амф.	экл.	экл.	амф.
№ обр.	S1	S2	S3	S4	S5	203	319	216	511	512	513	217	218	219
La	16.3	12.5	14.1	12.8	19.4	14.2	80.3	12.8	1.95	1.25	1.01	6.00	7.86	8.07
Ce	36.0	30.7	32.8	28.1	42.9	30.4	164	29.8	3.36	3.45	2.24	13.4	17.8	17.7
Pr	4.65	4.29	4.47	3.80	5.56	4.27	19.6	3.95	0.59	0.67	0.44	1.69	2.24	2.37
Nd	20.7	19.2	19.2	16.8	25.4	17.0	77.7	16.6	3.76	4.34	2.83	7.91	9.11	9.61
Sm	4.85	5.27	4.64	4.4	6.33	4.94	16.8	4.07	1.81	2.76	1.22	1.98	2.18	2.15
Eu	1.43	1.43	1.41	1.22	1.82	1.73	3.72	1.32	0.64	1.27	0.64	0.58	0.86	0.96
Gd	5.51	5.78	5.39	4.72	8.01	5.18	17.9	4.43	2.32	4.70	2.18	1.88	2.50	2.63
Tb	0.87	0.96	0.87	0.79	1.38	0.81	3.15	0.86	0.58	1.10	0.44	0.38	0.52	0.48
Dy	5.16	5.83	5.45	4.82	8.5	5.10	19.1	4.30	3.99	7.12	3.88	2.07	2.50	2.85
Ho	1.11	1.18	1.09	1.01	1.75	1.16	4.01	0.89	0.78	1.52	0.86	0.42	0.53	0.54
Er	3.26	3.60	3.35	2.97	5.34	3.41	13.6	2.75	2.32	4.39	2.53	1.32	1.58	1.78
Tm	0.46	0.50	0.47	0.42	0.77	0.43	1.93	0.40	0.32	0.63	0.42	0.23	0.30	0.25
Yb	2.89	3.13	3.03	2.73	4.67	3.27	13.6	2.55	2.18	4.13	2.38	1.50	1.46	2.09
Lu	0.45	0.50	0.47	0.42	0.75	0.43	1.56	0.36	0.32	0.61	0.35	0.18	0.19	0.21
Hf	3.23	3.42	3.34	2.97	6.01	3.43	18.0	3.15	1.17	2.56	1.23	1.60	1.77	2.02
Ta	0.85	0.98	0.96	0.74	1.47	0.73	1.13	0.86	<0.1	<0.1	<0.1	0.15	0.20	0.20
Pb	3.34	3.01	1.92	3.04	4.36	5.41	4.05	3.85	4.32	4.29	6.46	2.40	10.9	5.78
Th	2.46	2.64	2.38	1.88	3.36	2.01	12.6	2.25	0.15	0.31	0.14	0.89	1.20	1.26
U	0.61	0.53	0.51	0.44	0.70	0.53	1.38	0.53	0.25	<0.1	<0.1	0.15	0.24	0.31

Таблица Б.3 – Состав пород Западного гнейсового региона по главным (мас. %) и редким (ppm) элементам (обр. 1902-1916).

№ обр.	1902	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1911	1912	1913	1914	1915	1916
Шифр породы	экл.	гран.	амф.	экл.	амф.	экл.	габбро	экл.	экл.	экл.	амф.	экл.	экл.	гран.	амф.
SiO ₂	49.4	45.1	48.9	44.3	47.2	58.9	47.2	48.4	48.3	44.6	47.4	47.2	54.9	42.5	48.2
Al ₂ O ₃	14.6	17.1	12.7	14.9	15.1	19.1	15.8	15.6	17.3	16.1	14.0	17.0	8.60	19.8	19.1
TiO ₂	0.85	0.92	0.71	3.65	2.29	0.52	2.38	2.29	1.30	1.90	1.26	2.18	0.65	1.48	0.93
Fe ₂ O ₃ общ	11.2	14.3	11.2	22.6	16.2	7.26	15.3	14.9	11.4	15.3	12.0	13.8	5.30	20.5	8.60
MnO	0.18	0.20	0.17	0.33	0.22	0.15	0.22	0.23	0.17	0.28	0.19	0.20	0.05	0.52	0.13
MgO	10.9	12.0	12.5	4.77	6.16	4.35	5.90	5.72	8.11	10.3	12.0	6.76	11.3	9.70	8.31
CaO	10.3	8.60	10.3	7.54	8.22	5.46	9.52	8.99	11.2	9.51	8.82	9.30	15.3	5.51	10.1
Na ₂ O	2.98	1.86	1.95	1.89	2.64	2.93	2.37	2.46	2.02	1.82	1.51	2.67	3.76	0.54	2.35
K ₂ O	0.03	0.11	0.67	0.02	1.37	1.22	1.02	0.97	0.34	0.05	0.39	0.77	0.11	0.04	1.87
P ₂ O ₅	<0.05	0.12	0.06	0.62	0.21	<0.05	0.46	0.41	0.11	0.12	<0.05	0.30	<0.05	<0.05	<0.05
ППП	<0.1	<0.1	0.91	<0.1	0.62	0.18	<0.1	0.14	<0.1	0.27	2.51	<0.1	0.14	<0.1	0.55
Сумма, %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
V	113	94.1	136	191	207	87.5	315	304	197	183	184	173	248	54.3	161
Cr	67.6	83.8	65.9	16.2	108	53.2	72.8	76.1	153	149	748	71.5	646	88.3	12.5
Co	57.1	73.9	68.5	39.5	49.5	20.9	45.6	46.7	49.4	60.3	56.2	42.4	31.4	74.3	40.0
Ni	177	162	308	51.2	87.8	39.3	57.4	53.6	146	175	356	89.7	295	27.6	91.0
Cu	22.9	23.2	21.7	73.7	58.3	21.8	51.5	48.9	42.9	26.0	12.7	32.7	11.6	17.4	44.7
Zn	64.2	68.7	77.6	97.7	105	62.0	100	97.3	65.5	86.9	80.1	79.0	62.7	55.1	64.3
Rb	<0.2	3.71	13.4	<0.2	38.4	30.4	11.1	13.9	7.44	<0.2	8.38	21.4	5.21	<0.2	68.5
Sr	171	91.3	279	118	135	145	426	266	139	53.7	107	139	124	78.6	195
Y	14.8	11.5	11.1	79	31.4	12.6	27.7	27.5	18.3	23.6	16.5	22.5	4.53	61.8	12.2
Zr	57.0	39.8	33.2	376	164	171	89.5	91.4	64	64.0	61.4	97.1	16.4	38.3	36.3
Nb	8.54	3.73	3.17	25.6	9.58	6.69	4.21	5.08	5.27	9.25	5.96	6.11	7.30	12.9	3.71
Mo	0.65	<0.6	<0.6	1.17	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	0.74	<0.6	0.68	<0.6
Sn	1.50	1.42	0.58	2.73	1.48	1.13	1.45	2.28	1.23	1.15	1.15	1.18	1.85	1.28	0.96
Cs	0.23	0.44	0.65	<0.1	1.64	0.19	<0.1	0.21	0.22	<0.1	0.24	2.61	0.59	0.18	2.87
Ba	8.77	27.8	125	7.98	237	336	648	569	110	7.53	58.2	282	32.4	32.5	335

Продолжение таблицы Б.3

№ обр.	1902	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1911	1912	1913	1914	1915	1916
Шифр породы	экл.	гран.	амф.	экл.	амф.	экл.	габбро	экл.	экл.	экл.	амф.	экл.	экл.	гран.	амф.
La	17.1	1.98	16.5	20.1	9.69	27.9	14.6	14.0	8.95	0.77	0.58	3.20	0.70	0.87	3.85
Ce	31.2	6.48	34.7	53.1	25.6	54.7	33.5	32.4	20.6	2.02	1.74	8.59	3.39	1.86	9.07
Pr	3.43	1.12	4.39	7.63	3.26	6.20	4.79	4.53	2.82	0.38	0.33	1.42	0.94	0.29	1.19
Nd	13.4	6.09	19.0	35.3	15.2	23.3	23.1	21.0	13.0	2.59	2.31	7.99	6.35	1.81	5.46
Sm	2.61	1.97	4.61	8.67	4.08	3.97	5.48	5.15	3.26	1.33	1.21	2.67	2.81	1.92	1.55
Eu	0.80	0.82	1.33	2.67	1.51	1.02	2.05	1.90	1.21	0.58	0.62	1.09	0.63	0.90	0.55
Gd	2.68	2.37	3.97	12.4	5.62	3.06	5.53	4.99	3.36	2.83	2.13	3.92	2.70	70.0	2.16
Tb	0.43	0.38	0.48	2.42	0.94	0.43	0.9	0.86	0.56	0.61	0.45	0.73	0.30	1.70	0.40
Dy	2.45	2.16	2.25	14.9	5.88	2.33	5.29	5.04	3.28	4.01	2.85	4.31	1.19	11.0	2.22
Ho	0.48	0.42	0.39	3.01	1.23	0.45	1.01	0.99	0.66	0.86	0.57	0.86	0.18	2.14	0.43
Er	1.49	1.18	1.03	8.86	3.50	1.26	3.19	2.92	1.91	2.68	1.74	2.54	0.36	6.54	1.29
Tm	0.21	0.15	0.13	1.23	0.49	0.16	0.37	0.38	0.26	0.36	0.25	0.34	0.056	0.92	0.18
Yb	1.41	1.00	0.85	8.26	3.19	1.14	2.55	2.53	1.72	2.40	1.72	2.15	0.31	6.27	1.26
Lu	0.21	0.16	0.12	1.23	0.50	0.17	0.38	0.39	0.27	0.35	0.27	0.34	0.046	0.88	0.19
Hf	2.25	1.17	0.94	10.1	4.64	4.71	2.54	2.53	1.84	1.96	1.79	2.70	0.79	1.27	1.22
Ta	1.32	0.29	0.25	2.50	0.94	0.36	0.35	0.50	0.42	0.69	0.55	0.45	0.85	1.01	0.25
W	0.86	0.65	0.85	3.49	0.78	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.26	1.31	0.88	2.97	5.86	1.02
Pb	8.43	6.42	7.60	6.54	6.27	4.85	3.03	2.00	<1.0	5.83	6.44	10.5	19.2	22.0	6.85
Th	7.64	<0.1	2.59	3.31	1.94	6.82	0.76	1.22	0.87	0.11	<0.1	0.28	0.16	<0.1	0.33
U	1.05	0.22	1.27	1.2	0.58	0.4	0.17	0.24	0.19	0.28	0.24	0.31	0.22	0.37	0.20

Таблица Б.4 – Состав пород Западного гнейсового региона по главным (мас. %) и редким (ppm) элементам (обр. 1917-1926).

№ обр.	1917	1918	1919	1920	1921	1922	1923	1924	1925	1926
Шифр породы	экл.	амф.	экл.	экл.	амф.	экл.	амф.	слюдяной сланец	экл.	амф.
SiO ₂	49.6	48.5	49.8	45.2	48.1	47.0	49.2	67.3	50.4	52.4
Al ₂ O ₃	14.6	16.1	9.00	14.5	14.2	10.4	8.00	16.5	15.2	14.6
TiO ₂	1.64	1.49	0.38	1.19	0.66	1.86	1.33	0.75	1.66	1.61
Fe ₂ O ₃ общ	13.9	12.5	11.0	12.7	11.4	14.3	11.6	6.17	11.3	11.51
MnO	0.24	0.23	0.17	0.24	0.22	0.20	0.17	0.10	0.20	0.25
MgO	7.20	7.37	21.0	13.9	12.0	14.4	17.1	2.38	6.90	7.03
CaO	10.4	10.1	8.22	11.5	9.53	10.9	8.75	1.72	11.7	10.5
Na ₂ O	2.49	2.26	0.40	0.66	1.85	0.92	0.79	1.99	2.60	0.85
K ₂ O	0.03	1.04	0.01	0.03	1.17	0.08	1.88	2.15	0.02	0.74
P ₂ O ₅	0.13	0.05	<0.05	0.09	<0.05	0.22	<0.05	0.14	0.11	0.09
ППП	0.11	0.48	<0.1	<0.1	0.79	<0.1	1.20	0.98	<0.1	0.64
Сумма, %	100	100	100	100	99.98	100	100	100	100	100
V	309	254	126	254	226	281	195	80.2	331	374
Cr	102	178	1100	452	697	741	958	69.4	354	298
Co	40.0	37.1	76.4	61.9	47.8	73.9	70.8	8.58	29.8	31.4
Ni	50.7	68.8	780	267	362	500	592	20.2	64.6	73.7
Cu	55.7	41.0	22.9	56.5	7.70	18.7	64.8	24.9	38.4	25.4
Zn	89.1	99.3	92.8	53.1	89.8	78.4	83.3	66.9	88.9	92.8
Rb	<2	30.6	<2	<2	32.4	5.60	106	69.3	<2	19.2
Sr	73.7	99.7	97.8	123	135	174	124	93.1	78.0	65.1
Y	28.6	26.3	9.19	26.5	18.5	17.8	12.4	26.7	27.2	25.9
Zr	62.0	53.4	16.9	79.8	14.2	77.0	60.6	277	81.2	67.0
Nb	9.38	8.77	1.10	3.60	5.33	11.2	8.60	17.1	2.77	3.81
Mo	0.74	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	1.55	3.05	0.95	<0.6	0.77
Sn	1.12	1.37	0.34	0.76	0.95	1.53	0.89	4.63	1.08	1.37
Cs	<0.1	0.72	<0.1	<0.1	0.82	1.82	17.1	0.98	<0.1	0.44
Ba	<3	124	<3	3.81	91.2	13.4	203	616	<3	131

Продолжение таблицы Б.4

№ обр.	1917	1918	1919	1920	1921	1922	1923	1924	1925	1926
Шифр породы	экл.	амф.	экл.	экл.	амф.	экл.	амф.	сланцевой сланец	экл.	амф.
La	5.22	2.14	1.94	3.45	1.41	9.56	4.40	36.0	3.70	1.32
Ce	13.0	5.39	5.42	9.65	4.67	25.0	9.40	71.3	9.58	3.85
Pr	1.96	0.81	0.87	1.50	0.89	3.68	1.55	8.35	1.54	0.68
Nd	9.94	4.29	4.34	7.46	5.16	16.9	8.07	32.6	8.11	4.11
Sm	2.94	1.88	1.20	2.44	2.34	4.26	2.42	6.01	3.33	1.79
Eu	1.12	0.77	0.45	1.03	0.80	1.41	0.79	1.32	1.21	0.74
Gd	3.97	2.98	1.40	3.43	3.34	4.16	2.71	5.45	4.72	3.27
Tb	0.75	0.65	0.26	0.64	0.56	0.68	0.45	0.86	0.78	0.64
Dy	4.95	4.65	1.67	4.20	3.30	3.71	2.37	4.65	4.75	4.45
Ho	1.05	0.99	0.35	0.94	0.66	0.64	0.43	0.90	1.02	0.94
Er	3.33	2.94	1.08	2.8	1.94	1.77	1.13	2.89	3.11	2.95
Tm	0.49	0.41	0.16	0.44	0.29	0.23	0.16	0.39	0.48	0.43
Yb	3.17	2.71	1.13	2.7	1.82	1.50	0.93	2.51	2.85	2.78
Lu	0.46	0.41	0.16	0.45	0.28	0.19	0.13	0.37	0.42	0.45
Hf	2.01	1.49	0.51	2.39	0.53	2.12	1.55	7.01	2.40	1.88
Ta	0.71	0.57	0.13	0.25	0.51	0.88	1.06	1.41	0.18	0.23
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	4.43	9.28	<0.5	0.93	1.45
Pb	2.83	5.07	7.49	12.9	2.89	11.5	5.98	10.1	4.79	4.14
Th	0.21	0.16	<0.1	<0.1	0.21	0.68	0.67	10.8	0.81	<0.1
U	0.24	0.2	<0.1	0.13	0.38	1.23	1.66	2.11	0.33	0.17

Таблица Б.5 – Состав пород комплекса Берген Аркс по главным (мас. %) и редким (ppm) элементам.

№ обр.	1801	1802	1804	1806	1807	1808	1809	1810	1811	1812	1813	1816	1817	1818
Шифр породы	гр.	экл.	гранатовый прослой	гр.	экл.	экл.	экл.	экл.	гр.	гр.	экл.	амф.	экл.	амф.
SiO ₂	52.9	51.1	41.5	52.9	52.2	51.9	49.6	50.7	50.9	49.7	48.6	44.7	48.6	45.2
Al ₂ O ₃	26.5	24.3	21.2	26.3	20.8	26.2	23.6	24.8	27.0	24.3	23.4	28.0	22.0	25.3
TiO ₂	0.08	0.05	0.69	0.09	0.15	0.15	0.08	0.19	0.03	0.06	0.19	0.16	0.12	0.14
Fe ₂ O ₃ общ	3.33	5.08	18.5	3.17	5.94	3.87	6.57	5.62	4.44	6.60	7.58	5.13	9.04	6.13
MnO	0.03	0.05	0.34	0.03	0.06	0.04	0.08	0.06	0.04	0.07	0.10	0.05	0.11	0.06
MgO	2.15	4.72	8.19	2.28	5.48	2.35	5.57	3.63	2.89	5.79	5.98	3.58	7.24	5.95
CaO	10.2	10.0	8.17	10.5	10.4	10.8	9.94	10.6	10.4	9.75	11.0	13.3	9.61	11.77
Na ₂ O	4.31	4.29	1.48	4.22	4.71	3.79	3.21	3.51	3.79	3.53	2.64	2.83	2.93	2.93
K ₂ O	0.51	0.37	0.27	0.51	0.30	0.47	0.48	0.58	0.55	0.38	0.42	0.52	0.36	0.43
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
ППП	0.16	0.29	<.1	0.15	0.22	0.81	1.05	0.49	0.20	<0.1	0.33	1.99	0.13	2.15
Сумма, %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
V	27.8	5.09	111	18.7	19.4	23.5	8.71	23.0	7.43	7.28	31.3	10.7	24.1	17.2
Cr	39.5	7.34	80.5	16.3	10.3	9.36	12.4	10.7	18.4	11.6	71.9	9.19	99.8	26.2
Co	26.0	23.1	58.9	28.4	28.8	17.3	35.8	25.7	23.9	41.8	35.7	25.4	45.2	39.3
Ni	97.7	43.6	104	72.1	82.1	59.1	70.6	98.6	101	137	123	122	160	132
Cu	39.0	22.5	60.7	36.8	46.3	29.8	40.8	43.8	31.8	32.1	60.8	37.5	43.7	36.4
Zn	30.9	26.0	74.6	30.6	41.0	31.8	37.5	44.6	50.4	47.6	50.2	41.9	53.6	47.7
Rb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2.46	<2	<2	2.61	2.81	2.73	<2
Sr	891	927	51.0	1140	1020	1130	937	1020	1060	1100	951	1540	254	1040
Y	1.88	0.64	26.3	0.76	0.84	0.75	0.61	1.00	0.64	0.52	3.36	1.50	2.60	1.21
Zr	36.5	1.88	23.5	0.96	2.32	3.74	1.88	5.65	8.17	1.38	11.7	10.1	5.44	7.28
Ba	342	394	176	543	417	444	364	484	422	330	375	461	160	257

Продолжение таблицы Б.5

№ обр.	1801	1802	1804	1806	1807	1808	1809	1810	1811	1812	1813	1816	1817	1818
Шифр породы	гр.	экл.	гранатовый прослой	гр.	экл.	экл.	экл.	экл.	гр.	гр.	экл.	амф.	экл.	амф.
La	2.31	1.57	0.21	2.99	1.97	2.00	2.42	2.55	2.30	1.41	3.53	3.48	2.75	3.34
Ce	4.48	2.82	0.73	4.77	3.47	3.77	4.53	4.02	3.54	2.65	6.57	6.04	5.26	6.87
Pr	0.61	0.35	0.21	0.50	0.39	0.48	0.53	0.64	0.38	0.33	0.92	0.73	0.69	0.79
Nd	2.41	1.29	1.58	1.55	1.53	1.79	1.93	2.49	1.42	1.10	3.70	2.91	2.58	3.44
Sm	0.39	0.25	1.25	0.29	0.37	0.23	0.28	0.36	0.15	0.05	0.86	0.27	0.62	0.68
Eu	0.69	0.63	0.89	0.55	0.53	0.57	0.45	0.53	0.40	0.33	0.66	0.74	0.56	0.58
Gd	0.46	0.18	2.76	0.23	0.27	0.27	0.15	0.33	0.18	0.17	0.75	0.51	0.58	0.49
Tb	0.08	0.02	0.62	0.03	0.04	0.04	0.02	0.06	0.02	0.03	0.10	0.08	0.07	0.05
Dy	0.32	0.11	4.09	0.15	0.17	0.13	0.11	0.20	0.14	0.08	0.62	0.26	0.45	0.22
Ho	0.07	0.02	1.08	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.02	0.01	0.12	0.05	0.12	0.06
Er	0.10	0.07	2.98	0.06	0.07	0.04	0.03	0.06	0.03	0.01	0.23	0.15	0.25	0.08
Tm	0.04	<0.005	0.40	0.01	<0.005	0.01	0.01	0.01	<0.005	0.01	0.05	0.03	0.04	<0.005
Yb	0.17	0.03	2.89	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02	0.05	0.03	0.24	0.09	0.28	0.07
Lu	0.02	0.01	0.53	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.05	0.01
Hf	0.76	<0.01	0.62	0.03	0.12	0.15	0.04	0.15	0.12	0.02	0.38	0.15	0.22	0.27
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
W	0.78	0.50	0.97	1.11	0.56	<0.5	<0.5	0.60	0.81	<0.5	0.80	<0.5	0.57	<0.5
Pb	2.50	14.5	1.78	2.32	1.74	4.07	2.07	2.88	1.91	1.13	3.52	3.55	32.0	5.92
Th	0.15	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.20	0.12	0.13	<0.1	<0.1	0.11	0.16	<0.1	0.19
U	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.13	<0.1	<0.1

**ПРИЛОЖЕНИЕ В Результаты изотопно-геохимического исследования
циркона**

Таблица В.1 – Данные по изотопному составу циркона (U-Pb-O) из пегматитов, секущих будину эклогитов на о-ве Столбиха (обр. 101 d).

№	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\sigma$	r	Disc, %	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Ma	$\pm\sigma$
1	1893.3	12.3	1802.3	14.1	1724.8	23.0	0.91	-10.1	1.93	1893.3	12.3
6	1878.7	4.0	1817.2	13.1	1764.0	23.5	0.99	-7.0	0.33	1878.7	4.0
8	1901.5	5.4	1878.5	13.2	1857.9	24.3	0.98	-2.6	0.13	1901.5	5.4
4	1892.7	4.2	1890.1	13.1	1887.8	24.6	0.99	-0.3	0.04	1892.7	4.2
10	1887.5	7.6	1890.2	13.5	1892.6	24.8	0.96	0.3	0.01	1887.5	7.6
14	1886.7	3.9	1890.4	15.0	1893.8	28.3	0.99	0.4	0.01	1886.7	3.9
20	1893.8	3.0	1901.9	13.1	1909.3	24.9	0.99	0.9	0.05	1893.8	3.0
2	1888.8	2.1	1907.5	13.0	1924.8	25.0	0.99	2.2	0.01	1888.8	2.1
26	1894.0	4.2	1920.0	13.2	1944.2	25.2	0.99	3.1	0.01	1894.0	4.2
22	1891.1	3.4	1926.3	13.1	1959.2	25.4	0.99	4.2	0.00	1891.1	3.4
16	1888.5	3.5	1926.7	13.1	1962.5	25.4	0.99	4.5	0.00	1888.5	3.5
18	1887.5	4.6	1929.7	13.2	1969.2	25.5	0.99	5.0	0.00	1887.5	4.6
12	1889.9	2.6	1926.7	13.1	1961.0	25.5	0.99	4.4	0.00	1889.9	2.6
24	1886.5	3.4	1953.6	13.2	2017.6	26.1	0.99	8.1	0.00	1886.5	3.4
7	2156.7	43.6	1510.8	23.9	1093.8	16.2	0.54	-53.5	7.76	2156.7	43.6
23	2009.5	28.8	1559.0	18.2	1248.4	17.8	0.69	-41.6	3.09	2009.5	28.8
17	2438.7	8.0	2048.7	14.0	1684.1	22.3	0.95	-35.1	1.35	2438.7	8.0
9	2055.3	9.3	2006.8	14.0	1960.0	25.4	0.94	-5.4	0.00	2055.3	9.3
15	1973.2	5.7	1979.1	13.5	1984.7	25.7	0.97	0.7	0.01	1973.2	5.7
5	2646.3	6.4	2347.1	14.4	2018.7	26.2	0.96	-27.6	0.93	2646.3	6.4
19	2622.9	3.7	2443.4	14.1	2233.6	28.4	0.98	-17.5	0.86	2622.9	3.7
25	2494.0	9.5	2418.4	15.0	2329.6	29.7	0.93	-7.8	0.33	2494.0	9.5
11	2512.7	6.1	2454.0	14.4	2383.8	30.1	0.97	-6.1	0.08	2512.7	6.1
13	2627.2	7.0	2600.3	14.9	2565.9	32.3	0.96	-2.8	0.00	2627.2	7.0
30	2344.5	8.3	2266.2	14.6	2180.4	28.2	0.95	-8.2	0.04	2344.5	8.3
29	2655.2	8.7	2623.0	15.0	2581.4	32.0	0.94	-3.4	0.01	2655.2	8.7
3	2741.6	5.5	2732.2	14.8	2719.4	33.6	0.97	-1.0	0.01	2741.6	5.5
31	2743.2	13.5	2732.8	16.6	2718.7	34.0	0.88	-1.1	0.03	2743.2	13.5
32	2769.1	15.5	2756.9	17.4	2740.3	34.8	0.85	-1.3	0.00	2769.1	15.5
27	2728.0	16.9	2739.6	18.9	2755.4	38.0	0.85	1.2	0.00	2728.0	16.9
28	2751.0	14.6	2760.8	17.1	2774.2	35.1	0.86	1.0	0.06	2751.0	14.6

Продолжение таблицы В.1

№	$t^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, Ma	$\pm\sigma$	$t^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, Ma	$\pm\sigma$	U, ppm	Th, ppm	Pb, ppm	Th/U	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	\pm 2SE
1	1802.3	14.1	1724.8	23.0	2427	6	831	0.003	n.d.	n.d.
6	1817.2	13.1	1764.0	23.5	2929	17	1029	0.006	8.33	0.12
8	1878.5	13.2	1857.9	24.3	1555	9	582	0.006	6.88	0.14
4	1890.1	13.1	1887.8	24.6	1091	5	415	0.005	6.12	0.13
10	1890.2	13.5	1892.6	24.8	1111	5	423	0.005	6.76	0.16
14	1890.4	15.0	1893.8	28.3	2412	3	919	0.001	6.69	0.08
20	1901.9	13.1	1909.3	24.9	2832	19	1092	0.007	7.69	0.26
2	1907.5	13.0	1924.8	25.0	3945	29	1534	0.007	6.41	0.05
26	1920.0	13.2	1944.2	25.2	4379	29	1723	0.007	6.31	0.12
22	1926.3	13.1	1959.2	25.4	4415	30	1753	0.007	6.56	0.14
16	1926.7	13.1	1962.5	25.4	5076	36	2019	0.007	6.49	0.15
18	1929.7	13.2	1969.2	25.5	5824	46	2326	0.008	6.24	0.16
12	1926.7	13.1	1961.0	25.5	6733	19	2673	0.003	6.07	0.14
24	1953.6	13.2	2017.6	26.1	9253	24	3795	0.003	6.75	0.10
7	1510.8	23.9	1093.8	16.2	208	16	46	0.079	7.39	0.14
23	1559.0	18.2	1248.4	17.8	337	26	84	0.076	7.19	0.20
17	2048.7	14.0	1684.1	22.3	893	46	315	0.052	7.00	0.11
9	2006.8	14.0	1960.0	25.4	574	203	251	0.353	7.31	0.14
15	1979.1	13.5	1984.7	25.7	1713	84	702	0.049	6.69	0.12
5	2347.1	14.4	2018.7	26.2	416	103	194	0.248	7.25	0.17
19	2443.4	14.1	2233.6	28.4	2043	100	1009	0.049	8.81	0.14
25	2418.4	15.0	2329.6	29.7	291	94	160	0.322	7.76	0.10
11	2454.0	14.4	2383.8	30.1	331	130	190	0.392	7.09	0.18
13	2600.3	14.9	2565.9	32.3	217	66	134	0.305	7.30	0.14
30	2266.2	14.6	2180.4	28.2	157	52	78	0.330	n.d.	n.d.
29	2623.0	15.0	2581.4	32.0	108	32	67	0.299	7.17	0.11
3	2732.2	14.8	2719.4	33.6	216	79	146	0.366	7.46	0.17
31	2732.8	16.6	2718.7	34.0	37	10	24	0.277	6.92	0.13
32	2756.9	17.4	2740.3	34.8	19	9	13	0.487	6.18	0.18
27	2739.6	18.9	2755.4	38.0	31	10	21	0.323	7.90	0.14
28	2760.8	17.1	2774.2	35.1	20	7	14	0.358	7.15	0.10

Таблица В.2 – Состав циркона из пегматитов, секущих будину эклогитов на о-ве Столбиха по редким (ppm) элементам.

№	Пегматитовый циркон (основная популяция)												
	1 группа			2 группа			3 группа						
	2	10	41	14	16	26	1	4	6	8	12	18	20
La	0.05	0.06	0.11	1.26	1.03	1.66	28.3	5.17	111	47.3	8.15	12.6	35.4
Ce	2.04	1.17	2.37	6.41	6.56	9.89	714	83.2	1369	351	34.8	49.4	149
Pr	0.01	0.02	0.02	0.84	0.48	1.01	39.0	7.06	98.8	32.8	4.92	6.41	24.1
Nd	0.06	0.05	0.21	3.81	2.19	5.98	305	42.8	624	161	25.9	39.0	120
Sm	0.30	0.23	0.61	1.25	1.20	2.27	234	25.5	351	97.4	6.09	13.7	45.0
Eu	0.14	0.07	0.42	0.59	0.40	0.70	66.7	8.62	102	24.5	1.35	3.69	15.1
Gd	4.42	1.56	7.34	2.86	7.79	6.21	380	45.1	360	140	9.69	22.6	47.3
Dy	58.8	21.7	92.2	16.6	84.8	78.5	399	84.7	680	192	62.2	116	111
Er	313	123	483	81.4	434	398	522	147	785	407	322	573	289
Yb	1048	446	1611	370	1411	1365	891	394	1713	1078	1326	1943	937
Lu	194	89.7	311	84.7	265	264	132	73.4	310	184	290	373	191
Li	101	78.9	33.2	122	93.0	95.9	39.0	63.3	41.5	86.2	53.3	81.5	77.2
P	222	96.7	306	82.2	278	523	84.4	125	246	240	174	684	299
Ca	13.2	8.11	44.6	35.7	39.2	43.0	391	72.9	1028	278	148	109	515
Ti	1.46	1.06	2.46	4.50	2.01	2.55	90.1	25.9	126	41.8	2.16	3.25	111
Sr	1.67	1.08	2.41	2.83	2.84	3.28	35.8	3.81	77.7	16.2	6.94	8.55	32.23
Y	1439	528	2101	360	1972	1758	2435	789	4324	2215	1506	2531	1695
Nb	54.9	33.4	20.9	20.2	41.7	14.8	68.5	32.5	54.1	26.0	25.8	33.0	28.2
Ba	1.29	1.69	2.09	4.62	4.45	2.71	21.09	7.33	68.79	10.4	4.25	4.63	43.6
Hf	16797	19538	17220	22473	18251	17482	16529	17037	18237	20393	36548	16995	22350
Th	20.4	4.45	22.8	4.03	32.2	23.1	4.47	15.3	13.2	8.80	19.9	33.5	13.2
U	3798	1248	4333	2688	5777	4466	1614	1000	2831	2274	8771	5861	3121
Th/U	0.01	0.004	0.01	0.002	0.01	0.01	0.003	0.02	0.005	0.004	0.002	0.01	0.004
Eu/Eu*	0.37	0.36	0.61	0.95	0.39	0.57	0.68	0.77	0.87	0.64	0.54	0.64	1.00
Ce/Ce*	20.5	9.26	11.06	1.51	2.25	1.85	5.20	3.33	3.16	2.15	1.33	1.33	1.23
ΣREE	1621	683	2508	570	2214	2133	3711	917	6503	2715	2091	3152	1965
ΣLREE	2.16	1.30	2.72	12.3	10.3	18.5	1086	138	2203	592	74.0	107	329
ΣHREE	1619	682	2505	555	2202	2111	2325	745	3847	2001	2009	3027	1575
Lu _N /La _N	39223	15293	26564	646	2483	1532	45.0	137	26.8	37.4	343	286	51.9
Lu _N /Gd _N	356	465	342	240	275	344	2.81	13.2	6.97	10.6	242	134	32.6
Sm _N /La _N	10.2	6.56	8.63	1.59	1.87	2.20	13.2	7.90	5.06	3.30	1.20	1.75	2.03
T(Ti), °C	598	577	633	677	619	635	983	834	1029	887	624	653	1012

Продолжение таблицы В.2

№	Пегматитовый циркон (основная популяция)						Измененный циркон				
	3 группа						33	36	37	39	42
	22	24	34	35	38	40					
La	78.2	219	40.1	91.6	19.2	10.4	165	1275	1159	393	483
Ce	1481	752	233	313	74.2	29.3	1297	41046	23022	1770	2087
Pr	79.5	84.8	28.8	31.2	6.14	4.82	135	2348	1791	246	263
Nd	555	339	179	151	25.7	22.3	785	15594	11460	1388	1344
Sm	408	101	79.5	68.0	10.2	5.62	325	4752	3264	503	467
Eu	110	25.5	23.1	20.4	9.48	1.68	81.6	1052	699	125	105
Gd	649	129	78.3	69.5	10.3	8.69	380	6039	4254	448	417
Dy	970	195	119	124	30.7	72.9	352	3509	2230	318	243
Er	1363	364	269	323	117	374	439	2902	1898	457	462
Yb	2870	1163	834	985	462	1241	1052	4711	3646	1181	1364
Lu	431	233	163	182	98.1	239	179	879	713	216	253
Li	33.9	34.8	42.8	47.8	59.7	64.9	18.7	5.14	14.3	18.1	17.3
P	636	172	99.0	145	76.2	232	95.8	809	592	214	220
Ca	971	1502	429	823	428	181	1646	9915	8222	2591	3224
Ti	224	34.4	16.90	22.8	4.44	2.40	60.9	21.6	20.2	56.4	16.9
Sr	51.6	101	30.6	59.6	19.7	8.60	112	668	540	181	201
Y	7316	2016	1451	1623	543	1700	2549	29598	18565	2681	2492
Nb	26.0	35.6	26.8	11.8	26.1	25.8	35.3	57.3	44.9	49.8	41.5
Ba	109	75.4	13.98	14.9	8.75	4.34	38.8	815	1523	56.5	669
Hf	16718	42267	21843	18141	22975	18514	23329	22587	20621	19925	16842
Th	20.3	13.4	6.31	14.1	2.92	25.0	7.00	50.1	165	18.0	22.0
U	4021	7282	3170	3286	3694	4572	4252	7172	5924	4064	4293
Th/U	0.01	0.002	0.002	0.004	0.001	0.01	0.00	0.01	0.03	0.004	0.01
Eu/Eu*	0.65	0.68	0.89	0.91	2.81	0.73	0.71	0.60	0.57	0.80	0.72
Ce/Ce*	4.54	1.34	1.66	1.42	1.65	1.00	2.10	5.74	3.87	1.38	1.42
ΣREE	8995	3603	2046	2359	863	2010	5191	84107	54135	7047	7487
ΣLREE	2193	1394	481	587	125	66.7	2382	60264	37431	3797	4176
ΣHREE	6284	2083	1463	1683	718	1936	2402	18040	12741	2621	2739
Lu _N /La _N	53.1	10.3	39.3	19.1	49.2	222	10.4	6.65	5.93	5.30	5.05
Lu _N /Gd _N	5.37	14.6	16.9	21.1	77.0	222	3.81	1.18	1.36	3.90	4.91
Sm _N /La _N	8.35	0.74	3.18	1.19	0.85	0.87	3.15	5.97	4.51	2.05	1.55
T(Ti), °C	1119	865	792	821	676	631	932	816	809	923	792

Продолжение таблицы В.2

№	Унаследованные ядра						Гранулитовый циркон						
	13	11	17	19	21	23	27	28	31	32	29	29re	3
La	0.06	6.82	14.9	51.5	10.6	46.6	0.05	0.07	0.05	1.61	0.05	0.07	0.17
Ce	1.44	62.5	194	459	231	513	1.46	1.22	1.06	8.46	1.49	1.56	1.63
Pr	0.05	7.12	18.9	62.4	9.10	41.0	0.03	0.02	0.02	1.30	0.02	0.02	0.04
Nd	0.14	47.3	137	413	68.4	284	0.51	0.23	0.09	7.49	0.23	0.15	0.43
Sm	0.31	33.1	101	222	56.7	201	1.20	0.61	0.31	3.54	0.45	0.59	0.94
Eu	0.11	8.32	31.9	116	17.4	57.8	0.38	0.20	0.11	1.27	0.14	0.16	0.34
Gd	1.50	50.4	158	300	92.8	295	5.15	4.40	2.01	8.19	3.05	3.46	5.46
Dy	6.91	73.6	233	422	123	431	7.84	10.6	4.57	15.2	11.0	10.6	18.2
Er	14.7	116	256	503	159	553	4.16	10.3	5.04	12.3	17.7	16.7	26.0
Yb	32.8	243	493	778	264	997	4.68	12.5	6.52	16.0	21.0	24.2	34.6
Lu	6.36	37.5	75.2	119	32.7	149	0.59	1.70	0.97	2.27	3.52	3.53	5.29
Li	26.5	29.7	52.0	37.5	10.6	43.6	3.86	1.41	6.03	4.58	25.5	22.1	22.6
P	50.1	33.9	92.2	151	45.7	125	29.4	30.3	79.1	157	31.6	64.1	55.8
Ca	34.4	74.2	198	767	105	440	8.43	13.5	8.15	33.3	81.3	13.6	9.93
Ti	2.93	13.2	43.5	50.0	81.7	96.4	5.37	4.54	5.62	17.8	6.88	6.29	8.01
Sr	0.44	5.29	16.4	60.1	5.85	29.5	0.27	0.28	0.31	1.17	0.33	0.42	0.41
Y	88.2	673	1636	3685	823	3185	38.9	89.8	38.8	117	110	110	190
Nb	22.1	24.8	19.2	35.1	7.67	17.1	17.3	12.4	13.5	18.9	30.5	16.2	64.0
Ba	1.12	11.5	141	13.4	8.25	25.1	1.46	2.27	1.28	5.15	0.72	2.99	3.11
Hf	12339	14730	14195	15982	10575	15332	12759	11472	11771	12882	11007	10342	10068
Th	44.2	73.6	29.9	98.0	25.6	10.1	13.8	7.88	9.54	8.54	40.9	35.0	67.3
U	280	522	798	2692	255	1007	43.2	29.0	48.8	39.5	195	183	247
Th/U	0.16	0.14	0.04	0.04	0.10	0.01	0.32	0.27	0.20	0.22	0.21	0.19	0.27
Eu/Eu*	0.48	0.62	0.77	1.37	0.73	0.72	0.46	0.37	0.42	0.72	0.36	0.35	0.45
Ce/Ce*	6.08	2.17	2.80	1.96	5.71	2.84	8.56	7.43	8.23	1.42	11.2	10.7	4.50
ΣREE	64.4	685	1713	3446	1065	3570	26.0	41.9	20.8	77.6	58.7	60.9	93.1
ΣLREE	1.70	124	365	986	319	885	2.05	1.55	1.22	18.9	1.79	1.80	2.28
ΣHREE	62.3	520	1215	2121	672	2426	22.4	39.5	19.1	54.0	56.3	58.4	89.6
Lu _N /La _N	984	53.0	48.6	22.3	29.8	30.8	111	225	170	13.5	728	476	294
Lu _N /Gd _N	34.2	6.02	3.85	3.22	2.85	4.07	0.92	3.13	3.89	2.24	9.31	8.24	7.84
Sm _N /La _N	8.09	7.78	10.9	6.91	8.60	6.93	37.5	13.5	9.02	3.52	15.5	13.2	8.69
T(Ti), °C	645	768	892	908	970	992	691	678	695	797	711	704	724

ПРИЛОЖЕНИЕ Г Акт внедрения

Утверждаю

Директор ИГГД РАН
Член-корр. РАН А.Б. Кузнецов



[Handwritten signature]
« 12 » *мар* 2022 г.

АКТ

о внедрении результатов кандидатской диссертации
Салимгараевой Ляйсан Ильшатовны
по научной специальности 25.00.09 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Специальная комиссия в составе:

Председатель: С.Г. Скублов;

Члены комиссии: Л.К. Левский, В.М. Саватенков

составили настоящий акт о том, что результаты диссертации на тему «Геохимия редких элементов при высокобарическом метаморфизме (на примере эклогитов Северо-Западного Беломорья и Юго-Западной Норвегии)», представленной на соискание ученой степени кандидата наук, использованы при выполнении НИР ФБГУН Института геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук.

Результаты внедрялись при выполнении НИР по теме «Разработка новых подходов к изотопному датированию и изучение особенностей распределения редких элементов в минералах-геохронометрах для целей совершенствования геохронологической школы докембрия», № FMNU-2019-0002. Сроки реализации научной темы: 2019-2021 гг.

Председатель комиссии

Главный научный сотрудник, д.г.-м.н.

[Handwritten signature of S.G. Skublov]

С.Г. Скублов

Члены комиссии:

Заведующий лабораторией,
главный научный сотрудник, д.х.н.

[Handwritten signature of L.K. Levskiy]

Л.К. Левский

Старший научный сотрудник, к.г.-м.н.

[Handwritten signature of V.M. Savatenkov]

В.М. Саватенков