Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук»

На правах рукописи

Максимов Олег Александрович

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

1.6.3 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

> Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук О. И. Володичев

Петрозаводск - 2023

СОДЕРЖАНИЕ

ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ СОКРАЩЕНИЯ	6
Актуальность исследований	7
Объекты исследования.	8
Цели и задачи работы	8
Научная новизна и практическое значение	8
Защищаемые положения	9
Фактический материал и методы исследования	10
Личный вклад	12
Апробация	12
Объем и структура работы	13
Благодарности	13
ВВЕДЕНИЕ	14
ГЛАВА 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И	
МЕТАМОРФИЗМА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ	
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	16
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРИДИНСКОГО Эклогитсолержащего комплекса и характеристика объек'	LUB
УКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА И ХАРАКТЕРИСТИКА ОВВЕК ИССЛЕДОВАНИЯ	21
2.1 Остров Столбиха	34
2.2 Участок Самылино	43
2.3 Остров Прянишная луда	47
2.4 Остров Цоизититовый	50
ГЛАВА 3. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОЛ	
ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА	52
3.1 Эклогиты	52
3.2 Гранатовые ортопироксениты	53
3.3 Цоизититы	54
3.4 Метаэндербиты	55
ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД	
ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА	56
4.1 Эклогиты	56

4.1.1 Эклогиты Столбихи	
4.1.2 Эклогиты Самылино	64
4.2 Гранатовые ортопироксениты	
4.3 Цоизититы	73
4.4 Метаэндербиты	77
ГЛАВА 5. Р-Т ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА И ЭВОЛЮЦИОНН	ЫЕ
ТРЕНДЫ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМ	1ПЛЕКСА
5.1 Эклогиты Столбихи	
5.2 Эклогиты Самылино	
5.3 Гранатовые ортопироксениты	
5.4 Цоизититы	
5.5 Метаэндербиты	
ГЛАВА 6. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД	
ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА	
6.1 Эклогиты Столбихи	
6.2 Эклогиты Самылино	
6.3 Цоизититы	
6.4 Метаэндербиты	
ГЛАВА 7. Р-Т-t ТРЕНДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИ	ИЙ ПОРОД
ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА	
7.1 Эклогиты	
7.2 Гранатовые ортопироксениты и цоизититы	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
Список основных работ, опубликованных по теме диссертации	
Список литературы	
Приложение А. Таблицы.	
Таблица 1. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-п (г/т) в эклогитах Гридинского комплекса.	римесей 150
Таблица 2. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-п (г/т) в гранатовых ортопироксенитах Гридинского комплекса	римесей 151

Таблица 3. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в цоизититах Гридинского комплекса
Таблица 4. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в метаэндербитах Гридинского комплекса
Таблица 5. Химические, кристаллохимические и модальные составы клинопироксенов из эклогитов Гридинского комплекса
Таблица 6. Химические, кристаллохимические и модальные составы гранатов из эклогитов Гридинского комплекса156
Таблица 7. Химические, кристаллохимические и модальные составы гранатов из гранатовых ортопироксенитов и метаэндербитов Гридинского комплекса
Таблица 8. Химические, кристаллохимические и модальные составы плагиоклазов из эклогитов Гридинского комплекса
Таблица 9. Химические, кристаллохимические и модальные составы плагиоклазов из цоизититов Гридинского комплекса
Таблица 10. Химические, кристаллохимические и модальные составы плагиоклазов из гранатовых ортопироксенитов и метаэндербитов Гридинского комплекса
Таблица 11. Химические, кристаллохимические и модальные составы амфиболов из эклогитов Гридинского комплекса163
Таблица 12. Химические, кристаллохимические и модальные составы амфиболов из гранатовых ортопироксенитов Гридинского комплекса 165
Таблица 12. Химические, кристаллохимические и модальные составы амфиболов из метаэндербитов Гридинского комплекса
Таблица 13. Химические, кристаллохимические и модальные составы ортопироксенов из гранатовых ортопироксенитов и метаэндербитов Гридинского комплекса
Таблица 14. Химические, кристаллохимические и модальные составы цоизитов и эпидотов из цоизититов Гридинского комплекса
Таблица 15. U-Th-Pb изотопное (SHRIMP) датирование цирконов из эклогитов острова Столбиха (обр. СТ-2Д)
Таблица 16. U-Th-Pb изотопное (SHRIMP) датирование цирконов из эклогитов участка Самылино (обр. GR170). Продолжение
Таблица 17. U-Th-Pb изотопное (LA-ICP-MS) датирование цирконов из цоизититов острова Цоизититовый (обр. GR10)

Таблица 18. U-Th-Pb изотопное (LA-ICP-MS) датирование цирконе	ОВ ИЗ
метаэндербитов острова Кокков-1 (обр. 2769).	174
Таблица 19. Содержание РЗЭ (в ррт) в цирконах из однородных эн	клогитов
о.Столбиха (обр. СТ-2Д).	
Приложение Б. Термобарометрия.	176
Приложение В. Геохронологические исследования.	

ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ СОКРАЩЕНИЯ

Сокращения минералов даны по (Whitney, 2010).

Aeg – эгирин

Alm – альмандин

Атр – амфибол

An – анортит

- Bt биотит
- Cal кальцит
- Сое коэсит
- Срх клинопироксен
- Crn корунд
- Сго клиноцоизит
- Di диопсид
- En энстатит
- Ер эпидот
- Fs ферросилит
- Fsp полевой шпат
- Grt гранат
- Grs гроссуляр
- Hbl роговая обманка
- Hgb хегбомит
- Ilm ильменит
- Jd жадеит
- Ку кианит
- Mt магнетит
- Отр омфацит
- Орх ортопироксен
- Pl плагиоклаз
- Prg паргасит
- Prp пироп
- Qz кварц
- Rt рутил
- Spr сапфирин
- Spl шпинель
- St ставролит
- Ts чермакит
- Wo-волластонит
- Zo цоизит
- Zrn циркон
- РЗЭ редкоземельные элементы
- ТРЗЭ тяжелые редкоземельные элементы
- ЛРЗЭ легкие редкоземельные элементы
- НР метаморфизм высоких давлений
- НТ метаморфизм высоких температур

Актуальность исследований

Эклогиты входят в состав метаморфических комплексов субдукционных и коллизионных геодинамических систем Земли. Зафиксированные в парагенезисах эклогитов Р-Т тренды метаморфических преобразований являются критически важными для оценки состояния литосферы, вовлеченной в эти геодинамические процессы. Петрологическим и геохронологическим исследованиям эклогитов уделяется большое внимание (Добрецов, 1998; Stern, 2005; O'Brien, 2018; Brown, Johnson, 2018), особый но интерес y исследователей вызывают раннедокембрийские коровые эклогиты в полиметаморфическом комплексе Беломорской провинции (БП) Фенноскандинавского щита (Володичев и др., 2004; Минц и др., 2010; Brown, 2006; Скублов и др., 2010, 2011, 2012, 2016; Perchuk, Morgunova, 2014; Li et al., 2015, 2023; Volodichev et al., 2014, 2021; Balagansky et al., 2015, 2019; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2017, 2019; Brown, Johnson, 2018; Козловский и др., 2020; Mints, Dokukina, 2020; Skublov et al., 2021; Melnik et al., 2021; Максимов и др., 2022 и др.). Непростой задачей остается выявление в них первичного парагенезиса граната И омфацита из-за ретроградных метаморфических изменений эклогитов в ходе эксгумации и последующих наложенных процессов. Эклогиты Гридинского эклогитсодержащего комплекса (ГЭК) БП являются одними из наиболее перспективных пород для реконструкции эволюции метаморфизма в раннем докембрии, так как содержат реликты разновозрастных гранат-омфацитовых парагенезисов. Изучение ГЭК дает возможность рассмотреть особенности метаморфизма фациальных спутников эклогитов – ортопироксенитов и цоизититов, а также эндербитов. Реконструкция полихронной истории метаморфизма ГЭК – важный источник информации об изменении состояния раннедокембрийской литосферы, что является основой для моделирования геодинамических процессов, контролировавших ее развитие в раннем докембрии (Herzberg et al., 2010; Perchuk et al., 2020).

Изучение раннедокембрийских метаморфических комплексов (ГЭК) позволяет реконструировать процессы высокобарного метаморфизма для широкого ряда составов протолитов в интервале времени ~2.7–1.9 млрд лет.

Объекты исследования – раннедокембрийский Гридинский

эклогитсодержащий комплекс Беломорской провинции Фенноскандинавского щита.

Цели и задачи работы

Основная цель исследования заключалась в реконструкции условий метаморфической эволюции пород Гридинского эклогитсодержащего комплекса. Для достижения этой цели были поставлены и решены следующие задачи:

1) детальное картирование ключевых участков для определения геологических соотношений компонентов ГЭК;

2) минералого-петрографическое изучение пород ГЭК с выявлением главных минеральных парагенезисов;

3) оценку Р-Т условий формирования пород на разных этапах метаморфической эволюции;

4) определение возраста главных этапов метаморфических преобразований;

5) построение Р-Т-t трендов для пород ГЭК.

Научная новизна и практическое значение

Впервые для раннедокембрийских эклогитов в породах ГЭК выделены и обоснованы два разновозрастных этапа эклогитового метаморфизма. Построены два (архейский и палеопротерозойский) ретроградных Р-Т-t тренда. Обнаружены включения омфацита в метаморфическом цирконе с возрастом 2.7 млрд лет в эклогитах, а также архейские высокобарные парагенезисы в гранатовых ортопироксенитах И цоизититах, доказывающие существование ранее дискуссионного архейского эклогитового метаморфизма. Впервые установлено, что эндербиты ГЭК сформировались в неоархее (около 2.7 млрд лет) и маркируют одну из поздних стадий архейского цикла становления комплекса. Впервые установлены омфацит-гранатовые включения в двух возрастных группах метаморфических цирконов эклогитов (2.7 и 1.9 млрд лет) и доказано двукратное проявление эклогитового метаморфизма в раннем докембрии.

В результате проведенных исследований впервые детализированы метаморфические преобразования эклогитов (Максимов, 2019, 2022; Максимов и

др., 2021; Maksimov et al., 2019), гранатовых ортопироксенитов (Максимов, 2014), цоизититов (Слабунов,..., Максимов, 2015), эндербитов (Сибелев,..., Максимов, 2013) и построена карта геологического строения ГЭК. Установлено, что формирование эклогитовых парагенезисов в будинах эклогитов и гранатовых ортопироксенитов происходило до внедрения секущих метаэндербитов и даек габброноритов.

Результаты изучения ГЭК могут быть использованы для реконструкций и моделирования геодинамических процессов в раннем докембрии и определения металлогенетической специфики на ранних этапах развития Земли.

Защищаемые положения:

1. В Гридинском комплексе Беломорской провинции формирование палеопротерозойского (1.9 млрд лет) эклогитового парагенезиса (Grt-Omp, P=14– 17 кбар, T=700–800° C) происходило в тектонических зонах по породам основного состава, слагающим дайки палеопротерозойских (2.4, 2.1 млрд лет) габброидов и будинированные тела ранних эклогитов. Палеопротерозойская эклогитизация имеет преимущественно локальный неравновесный характер: прослеживается в краевых частях геологических тел, при этом в породах часто сохраняются ранние метаморфические структуры и минеральные парагенезисы.

2. В Гридинском комплексе Беломорской провинции будинированные тела ранних эклогитов (Grt-Omp-Qz-Rt±Zo,Ky) и гранатовых ортопироксенитов (Grt-Opx-Qz) сформировались в условиях эклогитовой фации в неоархее (~2.7 млрд лет). Неоархейский возраст эклогитов установлен как по геологическим данным: они секутся жилами неоархейских (2.72 и 2.68 млрд лет) гранитоидов, так и по результатам изотопного датирования метаморфогенных цирконов, содержащих минеральные включения граната и омфацита. 3. Метаморфические преобразования эндербитов, тела которых секут будины ретроградно преобразованных эклогитов и, в свою очередь, секутся неэклогитизированными дайками палеопротерозойских (2.41–2.45 млрд лет) габброноритов, фиксируют ретроградную стадию архейского метаморфизма (2.72 млрд лет) в условиях высокобарной гранулитовой фации (P = 11 кбар, T = 740° C).

Фактический материал и методы исследования

В основу работы положены материалы, собранные автором в 2010–2019 гг., а также использованы материалы научного руководителя О.И. Володичева и сотрудников лаборатории геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН А.И. Слабунова и О.С. Сибелева.

Отбор образцов осуществлялся с учетом деформационных и минеральных особенностей будинированных тел эклогитов, гранатовых ортопироксенитов, цоизититов и метаэндербитов. Для отбора геохронологических проб использовалась алмазная циркулярная пила с целью получения представительных образцов, наименее преобразованных поздними процессами метаморфизма.

Петрографические исследования шлифов (более 500) и изучение включений в цирконах проведены методами оптической и электронной микроскопии. Микрозондовые исследования и определение химического состава минералов (прил. 1) выполнены для 56 образцов на сканирующем микроскопе VEGA II LSH с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Анализ проводился на напыленных углеродом полированных пластинках при толщине напыления 20 нм, ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного пучка 15 нА \pm 0.05 нА. Время набора спектра в точках анализа составляло 70 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки измерений составляли для концентраций: свыше 10 мас. % – до 2 отн. %, от 5 до 10 мас. % – до 5 отн. % и от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %. Определение содержаний петрогенных элементов проводилось методом количественного силикатного анализа в ЦКП КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Кристаллохимические формулы минералов рассчитаны при помощи программы Minal3 (Д. В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН) и электронных Excel-таблиц Make_Mineral (Е. Курдюков, С. Абрамов, ИГЕМ РАН, 2004) и ACES (Locock, 2014).

Термобарометрические исследования проведены с использованием методов классической, мультиравновесной термобарометрии псевдосечений. И Температура для промежуточной зоны граната с включениями Отр определена по биминеральному Cpx-Grt термометру (Powell, 1985), а давление установлено по содержанию Jd в Cpx (Holland, 1980). Р-Т параметры для цоизититов рассчитаны по геотермобарометру А. Брунсманна и др. (Brunsmann et al., 2002), основанному на результатах экспериментальных исследований в системе CFASH, целью изучение фазовых равновесий которых было «цоизит – клиноцоизит». Температуры образования цоизитов разных генераций рассчитаны ПО геотермометру Ti-в-Zrn (Watson et al., 2006а, б). Определение Р-Т параметров методом TWEEQU (прил. 2) включало расчеты в программном комплексе TWQ версия 2.02 (Berman, 1991) с использованием согласованных баз данных (Berman, 1988; Berman, Aranovich, 1996) и дополнительных программ для расчета TWQ Comb и TWQ View, разработанных Д. В. Доливо-Добровольским (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Псевдосекции построены при помощи программного комплекса Perple X версии 6.7.4 (Connolly, 2005) с термодинамической базой данных (Holland, Powell, 1998) в системе NCTiFMMnASHO с использованием валового состава эклогитов. Содержание воды рассчитывалось с помощью уравнения состояния CORK (Holland, Powell, 1998). Для построения псевдосекций использовались модели твердых растворов: Gt (WPH), Pl (h), Amph (DHP) и Omph (GHP). Изоплеты составов минералов для всех псевдосекций были построены с помощью программы-приставки PyWerami (Lexa, 2011).

U-Th-Pb датирование цирконов (прил. 3) из эклогитов проводилось на ионном микрозонде SHRIMP II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). U-Th-Pb датирование цирконов из цоизититов и метаэндербитов проводилось методом лазерной абляции в Пекинском университете (Китай) на приборе ICP-MS Agilent 7500 Се с системой лазерной абляции Complex Pro102 (LA-ICP-MS).

Определение концентраций рассеянных элементов для цирконов из эклогитов проводилось методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль), для цирконов из цоизититов и эндербитов методом лазерной абляции в Пекинском университете (Китай) на приборе ICP-MS Agilent 7500 Се с системой лазерной абляции Complex Pro102 (LA-ICP-MS).

Личный вклад

Автор принимал непосредственное участие во всех этапах исследования – геологическом картировании ГЭК, сборе и анализе каменного материала, описании петрографических шлифов пород, микрозондовом определении состава минералов, оценке Р-Т параметров метаморфизма. Автор проводил анализ минеральных включений и химического состава цирконов.

Апробация

По теме диссертации опубликовано 9 статей, в том числе, 4 – в журналах из базы Web of Science и 5 – из списка ВАК, а также тезисах докладов российских и международных совещаний.

Результаты исследований были представлены на конференциях и совещаниях: «Всероссийское петрографическое совещание» (Петрозаводск, 2015, Иркутск, 2021); «Всероссийская Ферсмановская научная сессия» (Апатиты, 2016, 2019); «Российской молодёжной научно-практической школе Новое в познании процессов рудообразования», Москва, 2019; «Научной школе-конференции студентов, аспирантов и молодых ученых Науки о Земле: задачи молодых» (Петрозаводск, 2012, 2013, 2014, 2017, 2019, 2020); «Молодёжной научной конференции, посвящённой памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и академика

Ф.П. Митрофанова Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России» 2013–2022 гг.; «Геология и геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» (Петрозаводск, 2022); «Precambrian high-grade mobile belts» (Petrozavodsk, 2014); «The 13th International Eclogite Conference» (Petrozavodsk, 2019); «Moscow International School of Earth Sciences» (Moscow, 2016).

Объем и структура работы

Диссертация объемом 178 страниц состоит из введения, семи глав, заключения, списка литературы из 207 наименований, содержит 57 рисунков и 3 приложения.

Благодарности

Работа подготовлена в лаборатории геологии и геодинамики докембрия Института геологии Карельского научного центра РАН. Неоценимую помощь и поддержку на всех этапах работы с диссертацией оказал научный руководитель О.И. Володичев. Автор благодарен А.И. Слабунову, А.В. Степановой и О.С. Сибелеву за важные замечания, помощь и консультации в ходе подготовки диссертации. Особую ценность во время полевых работ и подготовки диссертации имели рекомендации В.В. Балаганского (ГИ КНЦ РАН). Автор признателен П.Я. Азимову (ИГГД РАН) за консультации по вопросам в области метаморфизма и термодинамических расчетов и Д.В. Доливо-Добровольскому (ИГГД РАН) за возможность использования программ Minal, TWQ_View, TWQ_Comb и TriQuick, которые существенно упростили обработку данных. Автор искренне признателен А.В. Самсонову, В.М. Козловскому, Т.И. Кузенко, С.В. Егоровой, Н.С. Нестеровой, В.В. Устиновой за помощь и обсуждение материалов во время подготовки диссертации. Отдельную благодарность автор выражает директору ИГ КарНЦ РАН С.А. Светову за поддержку диссертационного исследования.

введение

Высокобарные метаморфические комплексы являются источником информации о тектонических процессах, формировании и развитии Земли. Проблематика начала действия современного стиля субдукции на Земле активно обсуждается в последние десятилетия (Caby, 1994; Möller et al., 1995; Parkinson et al., 2001; John, Schenk, 2003; Brown, 2006, 2007; O'Neill, Zhang, 2019). Эклогиты и голубые сланцы являются индикаторами геодинамических процессов субдукции и коллизии, достаточно широко распространены В неопротерозойских фанерозойских орогенных комплексах и крайне редки или отсутствуют в архейских. В фанерозойских колизионных структурах эклогиты обнаружены и детально описаны в Гималаях (Groppo et al., 2016; Lombardo, Rolfo, 2000; O'Brien, 2018; Li et al., 2019), Норвежских каледонидах (Austrheim, Griffin, 1985; Austrheim, 1987; Jamtveit et al., 1990; Erambert, Austrheim, 1993; Root et al., 2005), Альпах (Medaris et al., 1995; Chopin et al, 1991; Reinecke, 1998; Herwartz et al., 2011). B Танзании в палеопротерозойских поясах Усагарском и Убендиан (1.89–1.86 млрд реликтов лет) сохранились одни ИЗ хорошо известных примеров палеопротерозойских субдуктивной океанической эклогитов, связанных С литосферой (Möller et al., 1995; Скляров и др., 1998; Collins et al., 2004; Boniface et al., 2012). Тем не менее многие геологические данные о древних щитах свидетельствуют о большом вкладе в корообразующие процессы субдукции океанической коры, начиная с мезо- или даже палеоархея (Condie, Kröner, 2008; Розен и др., 2008; Windley et al., 2021). В пользу более раннего (архейского) становления современного стиля субдукции свидетельствуют редкие находки эклогитов в докембрийских комплексах (Володичев и др., 2004; Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011) и архейских офиолитов (Furnes et al., 2009; Shchipansky et al., 2004; Слабунов и др., 2019). Ввиду слабой изученности архейских пород, связаной с полиметаморфической историей их преобразований, исследователи широко используют теоретические построения и результаты численного моделирования (Moyen, van Hunen, 2012; Hynes, 2014; Sizova et al., 2014; Perchuk et al., 2021), которые требуют надежные численные параметры, в том числе метаморфических

процессов. Поэтому углубленное изучение раннедокембрийских метаморфических комплексов Беломорской провинции, где обнаружены архейские и палеопротерозойские эклогиты, является важнейшей фундаментальной задачей в расшифровке ранней истории Земли.

Эклогит – это метаморфическая горная порода плотностью 3.3–3.5 г/см³, основного состава, состоящая из ярко-зеленого омфацита и красно-розоватого граната с небольшими примесями кварца (или коэсита), кианита и рутила, в отсутствие плагиоклаза (Eskola, 1920; Tsujimori, Mattinson, 2020). Эклогитовые гранаты содержат высокомагнезиальный пироп (Mg₃Al₂Si₃O₁₂), железистый альмандин $(Fe^{2+}_{3}Al_{2}Si_{3}O_{12})$ и гроссуляр (Ca₃Al₂Si₃O₁₂). Омфацит является минералом пироксеновой группы с составом, близкими к Ca_{0.5}Na_{0.5}(Mg, Fe²⁺)_{0.5}Al_{0.5}Si₂O₆. Второстепенные или акцессорные минералы в эклогитах представлены амфиболами (кальциевыми амфиболами, роговой обманкой или глаукофаном), эпидотом, цоизитом, лавсонитом, фенгитом, парагонитом, тальком, карбонатными минералами, алмазом и оливином (Tsujimori, Mattinson, 2020). Согласно международной систематике метаморфических пород (SCMR) эклогит это «метаморфическая порода, которая не содержит плагиоклаз и состоит более чем на 75 объемных % из омфацита и граната, присутствующих в качестве основных компонентов, количество ни одного из них не превышает 70 объемных % (Desmons, Smulikowski, 2007).

В настоящей работе рассматриваются реликтовые участки эклогитов с гранат-омфацитовым минеральным парагенезисом и в различной степени ретроградно преобразованные эклогиты с диопсид-плагиоклазовыми симплектитами, амфиболом, плагиоклазом и др. Петрологические наблюдения указывают на ИХ эклогитовую природу, поэтому часть ретроградно преобразованных эклогитов в работе будут обозначаться термином эклогит.

ГЛАВА 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Фенноскандинавский щит является северо-восточной окраиной Восточно-Европейской платформы. В строении Фенноскандинавского щита выделены несколько крупных провинций (рис. 1), различающихся по составу и истории преобразования: Мурманская, Кольская, Норрботтен, Беломорская, Карельская, Свекофеннская и Свеконорвежская (Слабунов, 2008). Данные провинции на основе особенностей строения и оценок возраста пород разделяются на две основные группы: неоархейские кратоны и докембрийские подвижные пояса. К первой группе относятся провинции Мурманская, Карельская и Норрботтен. Это наиболее стабильные участки щита, сформировавшиеся к концу архея и не подвергавшиеся значительной тектоно-термальной переработке в постархейское время (Слабунов, 2008). Вторая группа включает Беломорскую и Кольскую провинции. Эти структуры отличаются сложным полициклическим развитием с элементами тектоно-термальной переработки древней коры, как в архейское, так и в палепротерозойское время (Слабунов, 2008).



Рис. 1. Тектоническая положение Беломорской провинции в восточной части Фенноскандинавского щита (Слабунов и др., 2021 с изменениями).

Беломорская провинция (БП) представляет собой линейную структуру, которая протягивается с юго-востока на северо-запад и разделяет Кольскую и Карельскую провинции. Протяженность БП составляет около 700 км, при ширине от 40-50 км в южной части и до160-170 км в северной. По геофизическим данным ее границы с Карельской провинцией на западе и с террейнами на севере (северособой востоке) представляют полого погружающиеся на северо-восток отражающие поверхности (Березин и др., 2014; Минц и др., 2010; Шаров и др., 2010; Pilipenko et al., 1999). Эти границы интерпретируются как зоны палеопротерозойских вязкопластических надвигов, по которым комплексы Беломорской провинции надвинуты на образования Карельской провинции, а на на Беломорскую провинцию были надвинуты комплексы Лапландско-Кольского орогена (Балаганский, 2002; Ранний..., 2005; Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2021).

Беломорская орогения затрагивает длительный этап становления земной коры Беломорской провинции в мезо- и неоархее (Бибикова и др., 1999, 2004; Shchipansky et al., 2004; Слабунов и др., 2006, 2011б, 2019; Hölttä et al., 2008, 2012, 2014; Слабунов, 2008; Щипанский и др., 2012а, б; Balagansky et al., 2015, 2019а, б). Исследователи выделяют 5 стадий ее образования. 1) Начало субдукции около 2.9 супрасубдукционными офиолитами млрд лет фиксируется Центрально-Беломорского пояса. 2) Первый субдукционно-аккреционный цикл становления континентальной земной коры происходил в период 2.88-2.82 млрд лет с образованием вулканитов, метаграувакк и преддугового бассейна, а также эклогитов и серых гнейсов Салмы и Куру-Ваары. 3) Второй субдукционноаккреционный цикл 2.81–2.78 млрд лет установлен по вулканитам зеленокаменного комплекса, супрасубдукционным офиолитам, метаграувваккам и гранулитам. 4) Третий субдукционно-аккреционный цикл 2.75-2.72 млрд лет связывается с субдукционными вулканитами и эклогитами Гридино. 5) Коллизионный этап 2.70-2.66 млрд лет становления Беломорского орогена связан с проявлениями метаморфизма высокобарной амфиболитовой И гранулитовой фаций И

17

формированием лейкогранитов S-типа, вулканногенных молассов, калиевых гранитов и лейкогаббро (Слабунов и др., 2021).

В истории формирования лапландской-кольской орогении, в зоне влияния которой находилась Беломорская провинция предполагается 5 главных событий в палеопротерозое (Daly et al., 2006; Балаганский, 2002; Lahtinen et al., 2008; Lahtinen, Huhma, 2019). 1) Начальный 2.5–2.1 млрд лет, который сопровождался прогревом архейской коры мантийными плюмами, формированием рифтогенных структур и внедрением многочисленных интрузий и даек габброидов, гранитоидов и карбонатитов. 2) Раскрытие Лапландско-Кольского океана около 2.0 млрд лет на границе Кольской и Беломорской провинций. 3) Субдукция коры Лапландско-Кольского океана 1.98–1.91 млрд лет с формированием островодужных комплексов, которые слагают Лапландский гранулитовый пояс, Умбинский и Терский террейны и частично террейны Инари и Стрельнинской. 4) Коллизия Беломорской и Кольской провинций 1.94–1.88 млрд лет, связанная со сближением Мурманской и Карельской провинций, сопровождается формированием эклогитов за счет высокого литостатического давления в утолщенной континентальной коре (Balagansky et al., 2015) или в результате континентальной субдукции (Lahtinen, Huhma, 2019). 5) Постколлизионные процессы с быстрым остыванием орогенного ядра и медленным остыванием форландов, завершение эксгумации (Слабунов и др., 2021).

Беломорская провинция – это глубокометаморфизованная тектоническая структура с комплексами, которые несут свидетельства неоднократного проявления метаморфизма и деформаций (Балаганский, 2002; Володичев, 1990; Глебовицкий, 1986; Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995; Слабунов и др., 2016, 2021; Судовиков, 1939; Сыстра, 1978; Slabunov et al., 2017). Преобразование беломорских пород началось в мезоархее и завершилось в палеопротерозое (Володичев, 1977, 1990; Бибикова и др., 1999, 2004; Глебовицкий и др., 1996; Козловский и др., 2020; Слабунов и др., 2021). При этом наиболее ярко проявленными являются деформационно-метаморфические преобразования, вызванные беломорской (2.72–2.66 млрд лет) и лапландско-кольской (1.90–1.94

млрд лет) коллизионными орогениями (Балаганский, 2002; Слабунов, 2008; Daly et al., 2006; Balagansky et al., 2015; Slabunov et al., 2017). Кроме того, между этими двумя событиями земная кора БП находилась под воздействием мантийных плюмов, проявления которых сохранились в виде 5 генераций палеопротерозойских дайковых роев (Stepanova et al., 2021). Такая история эволюции земной коры БП весьма сложна для изучения особенно ранних метаморфических событий, так как их сохранность зависит от интенсивности проявления.

Отличительной чертой метаморфизма пород Беломорской провинции является повсеместное проявление метаморфизма высоких и повышенных давлений, как правило, амфиболитовой – гранулитовой фаций с редкими реликтами минеральных парагенезисов эклогитовой фации (Володичев, 1990; Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2021). Известные к настоящему времени проявления эклогитов сосредоточены в трех районах Беломорской провинции – район с. Гридино на северо-востоке Карелии (Володичев и др., 2004; Травин, Козлова, 2005; Слабунов, 2008; Babarina, Sibelev, 2015; Li et al., 2015; Yu et al., 2017), устье Чупинской губы Белого моря (Козловский, Аранович, 2008; Козловский и др., 2020; Березин, Скублов, 2014; Березин и др., 2012; Скублов и др., 2016) и район Салма – Куру-Ваара на юго-западе Кольского полуострова (Eskola, 1921; Минц и др., 2010; Konilov et al., 2011; Скублов и др., 2011б; Щипанский и др., 2012a, 2012б; Balagansky et al., 2015; Melnik et al., 2021). В результате проведенных исследований были обнаружены эклогиты нескольких возрастных групп, соотношения, распространенность и происхождение которых дискуссионны. Часть исследователей приводит аргументы в пользу архейского возраста эклогитового метаморфизма (Минц и др., 2010; Mints at al., 2010; Mints, Dokukina, 2020; Щипанский и др., 2012а, 2012б), другие придерживаются точки зрения о палеопротерозойском возрасте эклогитов и отрицают эклогитовый метаморфизм архейского времени (Березин и др., 2012; Скублов и др., 2011а, 2016; Травин, Козлова, 2005; Козловский и др., 2020; Melnik et al., 2021; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2017). Альтернативная точка зрения предполагает возможность проявления

эклогитового метаморфизма и в архее, и в палеопротерозое (Володичев и др., 2004, 2012; Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2011a, 2021; Babarina, Sibelev, 2015; Balagansky et al., 2015, 2019; Li et al., 2015; Volodichev at al., 2022).

Эклогиты на этих участках представлены будинами и блоками небольшого размера (до 5 м в диаметре) среди мигматизированных ТТГ гнейсов. Практически все тела эклогитов подверглись ретроградным метаморфическим преобразованиям, а реликты «чистых» эклогитов слагают небольшие тела или небольшие участки крупных будин. Особенно интенсивно ретроградные процессы преобразовали эклогиты в районе устья Чупинской губы. В районе Салмы – Куру-Ваары часть будин эклогитов располагается среди позднепалеопротерозойских керамических пегматитов (Balagansky et al., 2015). Эти эклогиты отличаются лучшей степенью сохранности гранат-омфацитового прагенезиса.

Район села Гридино на северо-востоке Карелии является наиболее обширной и хорошо обнаженной территорией распространения архейских пород, среди которых встречаются эклогиты. Вместе с тем эта территория является одной из самых спорных с точки зрения формирования эклогитов, о чем свидетельствует большое количество публикаций по этому району (Слабунов и др., 2021 и ссылки в этой работе).

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА И ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В восточной части Беломорской провинции установлен неоархейский эклогитсодержащий комплекс (Володичев и др., 2004) (рис. 2а, б). В районе села Гридино он формирует тектоническую пластину, выходы которой прослеживаются в прибрежной полосе и на островах Белого моря примерно на 50 км от губы Сухой на северо-западе до островов Супротивные на юго-востоке при ширине 6–7км (рис. 2б). Гридинская тектоническая пластина граничит с мигматизированными гнейсо-ТТГ базит-гипербазитовым гранитами ассоциации на северо-востоке И (офиолитовым) комплексом Пиземско-Оленьеостровской структуры Центрально-Беломорского гнейсами зеленокаменного пояса. глиноземистыми И гнейсогранитами на юго-западе (Слабунов и др., 2007).

В тектоническом отношении Гридинский комплекс рассматривается как смесь (меланж) матрикса, представленного мигматизированными тоналит-(TTT)гнейсами, трондьемит-гранодиоритовыми метаэндербитами И заключенными в них многочисленными будинированными телами амфиболитов, эклогитов, пироксенитов, цоизититов и метаморфизованных габброидов (Слабунов и др., 2007; Слабунов, 2008; Babarina, Sibelev, 2015) (рис. 3а-ж). Тела метабазитов неравномерно распределены в матриксе (Babarina, Sibelev, 2015). Зоны, насыщенные будинами (до 30% от общего объема пород), имеют северо-западное простирание, и сменяются областями с относительно низкой концентрацией будин (рис. 3а, б). Матрикс и будинированные тела Гридинского комплекса секутся роями палеопротерозойских мафических даек (Степанов, 1990; Степанов, Степанова, 2006) (рис. 36, е-ж). Наиболее распространенными в Гридинском комплексе дайки оливиновых габброноритов (2.41 - 2.45)являются млрд лет) И гранатсодержащих метагаббро (2.12 млрд лет) (Stepanova et al., 2021). Геологоструктурные исследования указывают на три главных этапа деформаций в Гридинском комплексе: преддайковый, синмагматический и постдайковый

(Babarina, Sibelev, 2015). Дайки пересекают все более ранние структуры вмещающих пород, являясь временным репером, отличающим архейские и палеопротерозойские тектоно-метаморфические события (Babarina, Sibelev, 2015). Вместе с тем, в пределах Гридинского комплекса встречаются деформированные дайки с контактами, субсогласными со структурами вмещающих пород, и в некоторых случаях будинированные. В деформированных дайках прослеживаются метаморфические преобразования от амфиболитовой до эклогитовой фаций (Володичев, 1990; Володичев и др., 2004; Березин и др., 2012; Степанов, Степанова, 2006; Слабунов и др., 2011а; Травин, Козлова, 2005; Регсhuk, Могgunova, 2014). Эти преобразования имеют локальный характер, о чем свидетельствуют наблюдения многих авторов. Зоны эклогитизации приурочены к краевым частям даек, а мощность таких зон варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Исследователи отмечают присутствие в Беломорских эклогитах признаков частичного плавления (Щипанский, 2012а; Dokukina et al., 2022) с формированием лейкократовых кварц-плагиоклазовых агрегатов и амфиболовых обособлений, в некоторых случаях отдельных мигматитоподобных жил (Щипанский, 2012а). Мигматиты расположены на границах между гнейсами и будинами, что является наиболее подходящим местом для частичного плавления, миграции флюидов и диффузии компонентов (Dokukina et al., 2022). Такое плавление, по мнению авторов, могло быть постэклогитовым на этапе гранулитового метаморфизма около 2.7 млрд лет (Dokukina et al., 2022). В Гридинском комплексе для многих будинированных тел эклогитов, амфиболитов и пироксенитов характерно сложное строение с секущим гранитоидными жилами (рис. 4а-е). Геологически они часто приурочены к сложным деформациям эклогитов и пироксенитов (прослои в изоклинальных складках). В наиболее дезинтегрированных будинах такие жилы соединяются с вмещающими гнейсами (рис. 4г, д). В более крупных будинах жилы могут не выходить за пределы тела. Состав этих жилок отличается от вмещающих гнейсов присутствием клиноцоизит-кварцевых симплектитов, граната, иногда кианита. На границе с жилами эклогиты и пироксениты имеют темную

амфиболовую кайму, что позволяет провести сопоставление этих образований с лейкосомами.



Рис. 2. Гридинский экогитсодержащий комплекс: а – положение в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавчкого шита, б – соотношение тектонической пластины, которую он слагает, с другими комплексами в центральной части провинции (Слабунов, 2008 с изменениями).



Рис. 3. Зона с низкой концентрацией будинированных тел: а – мигматизированные ТТГ гнейсы без будин, б – мигматизированные ТТГ гнейсы секутся дайками габброноритов. Зона с высокой концентрацией будинированных тел: в – гранатовых амфиболитов и преобразованных эклогитов (темные линзовидные и вытянутые тела) среди мигматизированных ТТГ гнейсов; г – пироксенитов среди мигматизированных ТТГ гнейсов; г – пироксенитов среди мигматизированных ттГ гнейсов; г – пироксенитов среди мигматизированных ттГ гнейсов о.Избная Луда; д – тела амфиболитов секутся дайкой габброноритов с возрастом около 2.4 млрд лет о.Избная Луда; е – тела преобразованных эклогитизированной дайкой габброноритов секутся неэклогитизированной дайкой габброноритов с возрастом около 2.4 млрд лет о.Избная Луда; – гранатовые ортопироксениты

(темные линзовидные тела) и метаэндербиты (лейкократовые зоны) секутся неэклогитизированной дайкой габброноритов с возрастом около 2.4 млрд лет о.Прянишная Луда.



Рис. 4. Жилы гранодиоритового состава в будинированных телах и дайках: а, б, в – преобразованных эклогитов о.Столбиха, г, д – пироксенитов на о.ГСМ, е – в габбро на мысе Гридин.

История изучения Гридинского комплекса

Гридинский эклогитсодержащий комплекс в настояещее время является одной из наиболее изученных территорий Беломорской провинции. После первой крупной публикации о возрасте эклогитов О.И. Володичева и соавторов в 2004 году Гридинский комплекс привлек внимание многих российский и зарубежных исследователей (Володичев, 1990, 2008; Володичев и др. 2004, 2005, 2012, 2013,

2020; Volodichev et al., 2021, 2022; Докукина и др., 2009, 2010, 2012; Травин, Козлова, 2005; Travin, Kozlova, 2009; Травин и др., 2005; Травин, 2015; Козловский и др., 2020; Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2003, 2007, 2011a, 2015, 2017, 2021; Скублов и др., 2011a, 2012; Хервартц и др., 2012; Skublov et al., 2020; Сибелев и др., 2004, 2013, 2015; Сибелев, 2007, 2008, 2012; Babarina, Sibelev, 2015; Степанов, 1990; Степанов, Степанова, 2006; Егорова, 2017; Березин и др., 2012; Картушинская и др., 2018; Mints et al., 2014; Li et al., 2015; Yu et al., 2017, 2019; Моргунова, Перчук, 2012 a, б; Perchuk, Morgunova, 2014; Сердюк, 2013; Balagansky et al., 2019a; Максимов, 2014, 2019; Максимов и др. 2022; Maksimov et al., 2019; Щипанский, Слабунов, 2015). Эклогиты и их породы-спутники вызвали большой интерес в научном сообществе, который в большей степени сфокусирован на определении возраста эклогитового метаморфизма. Именно поэтому на небольшую территорию района села Гридино приходится такое большое количество геохронологических данных. Однако, несмотря на длительную историю изучения Гридинского комплекса, у исследователей нет единого мнения о времени и кратности проявления эклогитового метаморфизма. Это, в первую очередь, связано со сложной полиметаморфической историей преобразований интенсивной из-за метаморфической переработки пород комплекса в палеопротерозое около 1.9 млрд лет. Среди многочисленных будин более 90% представлены амфиболитами, высокобарного сохранившими признаки раннего метаморфизма (в виде ассоциаций диопсид-плагиоклазовых симплектитов и граната), но чаще всего не содержащими реликты эклогитовых парагенезисов.

Ключевым объектом изучения эклогитов Гридинкского комплекса на протяжении многих лет остается остров Столбиха, где О.И. Володичевым еще в конце прошлого века были впервые открыты архейские эклогиты (Володичев, 1990; Володичев и др., 2004). Здесь в одной и той же будине амфиболитов с реликтами эклогитов одни исследователи получили данные об архейском возрасте эклогитов (~ 2.7 млрд лет, Володичев и др., 2004; Li et al., 2015), а другие – о палеопротерозойском (~ 1.9 млрд лет, Скублов и др., 2011а; Хервартц и др., 2012; Yu et al., 2017). При этом обе точки зрения имеют геохронологические и

петрологические обоснования. Однако последние комплексные исследования ретроградно измененных эклогитов на о.Столбиха позволяют говорить о проявлении эклогитового метаморфизма и в архее, и в палеопротерозое (Balagansky et al., 2019a; Maksimov et al., 2019). На это же указывают и данные по эклогитам участка Самылино (Максимов, 2019, Максимов и др., 2022).

Помимо этих участков будинированные тела эклогитов, предположительно архейского возраста, известны на острове Избная Луда. В центральной части острова крупная дайка частично эклогитизированных габброноритов (возраст около 2.4 млрд лет) сечет мигматизированные гнейсограниты и будинированные тела преобразованных эклогитов (Balagansky et al., 2019б). Исследованые образцы из будин преобразованных эклогитов содержат реликты гранат-омфацитового паргенезиса (Володичев и др., 2004).

Проведенные раннее исследования показали, что метаморфическая эволюция Гридинских эклогитов, изученных в будинированных телах, охватывает прогрессивный этап при P = 14-18 кбар и T = 740-860°C и этап ретроградных преобразований при P = 15-7 кбар и T = 780-630°C (Володичев и др., 2004; Володичев, Кузенко, 2013). Близкие P-T условия формирования эклогитов Столбихи, а также P-T-t тренд по часовой стрелке приводятся в работах (Li et al., 2015; Yu et al., 2017). Однако при сделанных ранее оценках не учитывалось, что в будине присутствуют как ранние (архейские), так и поздние (палеопротерозойские) эклогиты (Balagansky et al., 20196; Volodichev et al., 2021).

Результаты настоящей работы основаны на изучении большого количества будин амфиболитов, преобразованных эклогитов и эклогитов на островах, в прибрежной и материковой частях Гридинского комплекса. Исследования показали, что будины отличаются по форме, размерам и минеральному составу. Будины размером до 1 м характеризуются высокой степенью амфиболизации и отсутствием петрографических признаков проявления эклогитового метаморфизма – реликтов омфацит-гранатовых парагенезисов и симплектитов. Среди крупных будин (более 1 м) выделяются два морфологических типа: 1) округлые однородные тела, сохранившие эклогитовые парагенезисы В центральной части И

амфиболизированные на границе с вмещающими гнейсами, 2) овальные или линзовидные тела, сохранившие полосчатость и деформационные структуры, предшествовавшие будинажу, также сохранившие реликтовые эклогитовые парагенезисы. Среди изученных в районе с. Гридино объектов (рис. 5), наиболее перспективными для восстановления истории метаморфических преобразований являются о.Столбиха и участок Самылино, где находятся крупные будины базитов, в которых сохранились эклогитовые парагенезисы и слабо проявлена амфиболизация.

Среди эклогитов Гридинского комплекса выделяется отдельная группа кианитовых эклогитов (Володичев, 1990; Сибелев, 2008; Володичев, Кузенко, 2013). Наиболее известное место концентрации данных пород расположено севернее села Гридино на островах Высокий и Овечий. Кианитовые эклогиты картируются в виде достаточно крупных будинированных тел округлой формы с согласным залеганием в мигматизированных гнейсогранитах. Обычно будины обладают менее затронутой поздними процессами метаморфизма центральной частью и амфиболизированной приконтактовой зоной. Характерной особенностью данных пород является наличие специфического набора минералов в составе: Ку, Hbl, Pl, Cpx, Crn, Grt, Spr, Spl, Hgb, St и некоторые другие. Такие особенности минерального состава указывают достаточно сложную историю на метаморфических преобразований породы в условиях высоких давлений и повышенных температур, в связи с чем и вызывают особый интерес у исследователей. На данный момент наиболее полный обзор кианитовых эклогитов существует по острову Овечий (Сибелев, 2008), где автор детально рассмотрел петрологические особенности пород и указывает на близкие условия ретроградных метаморфических преобразований с эклогитами с резким увеличением температур на стадии формирования сапфиринсодержащих минеральных ассоциаций. В качестве протолита для киаитовых эклогитов, по мнению автора, могли выступать и протерозойские габброиды, и архейские образования. На острове Высокий методом U-Pb датирования был получен возраст цирконов из аналогичных метаморфизованных габброидов (кианитовых эклогитов) – 2416±1.3 млн лет и

интерпретируется как возраст протолита (габбро), по которому сформировались эти эклогиты (Слабунов и др., 2003).

Палеопротерозойские наиболее эклогиты ярко проявлены при преобразованиях габброидов, связанных с проявлениями в БП интрузивного комплекса лерцолитов-габброноритов 2.41–2.45 млрд лет (Степанов, 1981; 1990). Это разнообразные по мощности дайки габброноритов, которые имеют ненарушенное залегание, зоны закалки и отчетливое секущее положение относительно архейского эклогит-гнейсового комплекса (Володичев и др., 2005). Дайки имеют зональное строение, которое является следствием проявления процессов эклогитизации. Обычно в таких дайках центральную часть слагают эклогитизированные оливиновые габбронориты с коронитовыми структурами, а промежуточную – порфирокластические «гранулированные» эклогиты и их ретроградно измененные разности. Краевая приконтактовая зона (зона закалки) имеет аналогичный с промежуточной состав, но отличается более тонкозернистой равномернозернистой структурой и интенсивной амфиболизацией (Володичев и др., 2012). При этом индекс-минералы эклогитовой фации отсутствуют во вмещающих породах, что указывает либо на изофациальность процесса, либо на неравномерность проявления наложенных метаморфических изменений. Механизм формирования таких эклогитов до последнего времени не раскрыт, а предложенные гипотезы и модели обладают сильными и слабыми сторонами. Ранняя предполагала, что эклогитовый метаморфизм имел региональный характер (Володичев, 1990). Отсутствие эклогитовых парагенезисов во вмещающих комплексах обусловило развитие гипотезы «автоклавного» эклогитового метаморфизма за счет высокого флюидного давления при кристаллизации магматического расплава в замкнутой системе дайкового тела (Володичев и др., 2005). Еще одна гипотеза связывает эклогитизацию и высокобарный метаморфизм в габброидах с более поздними – палеопротерозойскими структурами – зонами пластических деформаций (Травин, Козлова 2005; Козловский и др., 2020).

Метапироксениты. В пределах Гридинского комплекса установлена большая группа будин метапироксенитов (Володичев и др., 2004; Сердюк, 2013;

Morgunova, Perchuk, 2011). Данные породы совместно с эклогитами входят в состав узких вытянутых зон с высокой концентрацией будинированных тел. В качестве основных минералов метапироксенитов выступают ортопироксен И клинопироксен, лишь в редких случаях попадаются породы с гранатом. Одним из наиболее ярких примеров пироксенитов являются ортопироксениты в восточной части острова Избная луда (Володичев и др., 2005; Травин и др., 2005). Скопления будин (от нескольких см до 1 м) ортопироксенитов протягиваются длинными цепочками С субмеридианальным простиранием. Аналогичные породы обнаружены на острове Плоская Луда, Воротная Луда и ряде других объектов. Реже в районе Гридино встречаются отдельные, более крупные (до 5 м) будины которые секущих пироксенитов, не имеют контактов с вмещающими гнейсогранитами. Одна острове Высокий ИЗ них описана на среди мигматизированных амфибол-биотитовых гнейсов (Сердюк, 2013). Данные метапироксениты обладают крайне редким для Гридинского комплекса гранатдвупироксеновым минеральным парагенезисом, что позволило авторам установить эклогитовые параметры метаморфизма и сделать предположение о близкой метаморфической истории гранат-двупироксеновых пород с эклогитами.

Другим объектом распространения гранатовых метапироксенитов в Гридинском комплексе является остров Прянишная Луда (Максимов, 2014), который будет детально рассмотрен в диссертационной работе.

Цоизититы встречаются достаточно редко в Гридинском комплексе, однако ареал их распространения имеет внушительные размеры: от острова Никонов на юге (южнее о.Столбиха) до мыса Кирбей на севере. Цоизититы являются постоянным спутником эклогитов и занимают вместе с ними такое же геологическое положение в виде будин и блоков в гнейсогранитном матриксе (Слабунов и др., 2015). Цоизититы обнаружены и описаны на островах Цоизититовый, Кузьмин, Луда Лесовата, Столбиха (Balagansky et al., 2019б). Породы в большинстве перечисленных объектов обладают практически мономинеральным составом, что весьма усложняет получение информации об их истории метаморфических преобразований. В связи с этим цоизититы вызвали меньший интерес у исследователей. Основная информация о происхождении и метаморфической эволюции цоизититов сосредоточена в двух публикациях (Слабунов и др., 2015; Володичев и др., 2020).

Мигматизированные гнейсы и гнейсограниты являются основным компонентом матрикса Гридинского меланжа. Обычно это лейкократовые светлосерые породы с гнейсовой либо полосчатой текстурой. По минеральному составу это биотитовые гнейсы, которые могут содержать гранат, амфибол, эпидот, ильменит, рутил, клинопироксен. Высокое содержание меланократовых минералов в гнейсах прослеживается вблизи зон с большим количеством ксенолитов.

Интенсивная тектоно-метаморфическая переработка Гридинского комплекса способствовала формированию милонитизированных участков гнейсогранитов, которые часто встречаются в центральной части комплекса, например, остров Столбиха (Balagansky et al., 2019), остров Избная Луда (Травин, Козлова, 2005).

Наложение позднего метаморфизма на гранитоидный матрикс Гридинского комплекса привело к стираю признаков ранних высокобарных событий. В связи с этим изучение гранитоидного матрикса имеет весьма ограниченный характер. Исследователи приводят петрохимические характеристики пород и указывают на отсутствие в них высокобарных парагенезисов (Слабунов, 2008).

В ходе настоящего исследования была предпринята попытка оценить Р-Т условия метаморфизма для мигматизированных гнейсов и сопоставить их с другими породами комплекса (Максимов, Володичев, 2016). Для этого были отобраны мигматизированные гнейсы в западной части острова Воротная Луда. Это клинопироксен-гранат-биотит-амфиболовые гнейсы, которые совместно с небольшими будинированными телами формируют линейную зону северозападного простирания. Гнейсы и будинированные тела в прибрежной зоне сечет дайка оливиновых габброноритов с возрастом около 2.4 млрд лет (Володичев и др., 2012).

В результате расчетов методом мультиравновестной термобарометрии формирование Grt-Bt-Cpx-Amp-Qz-IIm-Rt минерального парагенезиса мигматизированных гнейсов происходило при P = 6–7 кбар и T = 750–800°C. Эти

31

условия, вероятнее всего, отвечают этапу гранулитового метаморфизма пород Гридинского комплекса, близкого по времени формирования метаэндербитов.

Среди пород матрикса Гридинского эклогитсодержащего комплекса помимо мигматизированных гнейсов отмечаются микроклиновые граниты (возраст 2670±8млн лет; Слабунов и др., 2017) и метаэндербиты. Метаэндербиты – это светло-серые с розоватым или зеленоватым оттенком породы. Их главная текстурная особенность – наличие равномерно расположенных коронарных агрегатов, сложенных различными минералами, преимущественно – амфиболом, гранатом и ортопироксеном. На выветрелой поверхности обнажений эти агрегаты выщелачиваются и породы приобретают «рябую» текстуру (Володичев, 1990). Пространственно метаэндербиты тесно ассоцируют с мигматизированными гнейсогранитами Гридинского комплекса и в некоторых случаях прослеживается достаточно плавный переход от одних пород к другим. Авторы ранних исследований метаэндербитов на основе геологических и петрологических данных предполагают их формирование в архейское время в условиях гранулитовой фации метаморфизма (Володичев, 1990; Сибелев и др., 2013).



Рис. 5. Схема геологического строения Гридинского комплекса (составлена О.С. Сибелевым, с использование геологических материалов И.И. Бабариной, О.И. Володичева, О.А. Максимова и др.): 1 – четвертичные отложения, 2 – карбонатные жилы, 3 – магнезиальные метадиориты, 4 – железистые габбро, 5 – габбронориты, 6 – метагаббро, 7 – нерасчлененные дайки основного состава, 8 – гранатовые ортоамфиболиты, 9 – микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые

33

гранитоиды, 10 – метаэндербиты, 11 – металейкогабро и гранатовые амфиболиты по ним, 12 – ортопироксениты, 13 – гнейсограниты с высокой (а) и низкой (б) концентрацией будин, 14 – мигматизированные гнейсограниты и тоналиты, 15 – супракрустальные биотитовые (гранатовые), биотит-амфиболовые гнейсы (а) и амфиболиты (б), 16 – цоизититы, 17 – кианитовые эклогиты, 18 – эклогиты, 19 – разрывные нарушения, 20 – элементы залегания, 21 – предполагаемые границы Гридинского комплекса.

2.1 Остров Столбиха

Остров Столбиха является фрагментом Гридинского эклогитсодержащего комплекса (рис. 6), состоящего из вмещающих гнейсогранитов и будинированных тел различного состава. Вмещающими породами являются биотитовые и амфиболовые гнейсограниты с зонами мигматизации и милонитизации. В югозападной части острова эти гнейсограниты секутся жилами массивных плагиогранитов с возрастом 2701.3±8.1 млн лет (Володичев и др., 2004). Будинированые тела эклогитов (различной степени сохранности), амфиболитов, цоизититов и пироксенитов достаточно равномерно распределены в пределах острова.

Эклогиты острова Столбиха, открытые О.И. Володичевым (Володичев, 1977, 1990; Володичев и др., 2004), представляют собой редкий случай будинированных тел эклогитов Гридинского комплекса с хорошей сохранностью гранатомфацитового парагенезиса. Объект исследования расположен на южном побережье острова, где обнаружена крупная (9 х 16 метров) будина эклогитов, которая залегает среди милонитизированных гнейсогранитов и сечется в центральной части пегматитовой жилой. Возраст пегматитов 1890±2 млн лет (Skublov et al., 2020).



Рис. 6. Геологическая карта острова Столбиха (Balagansky et al., 2019б с изменениями).

Будина имеет сложное строение с тремя основными составляющими: 1) амфиболитами (в том числе, гранатовыми), развитыми по периферии тела и вдоль контактов секущей пегматитовой жилы; 2) однородными или слабо деформированными эклогитами, слагающими восточную и северную части будины; 3) полосчатыми, смятыми в складки, преобразованными эклогитами (рис. 7).

Эклогиты-1 слагают большую часть будины, ретроградно изменены и представляют собой полосчатые породы (рис. 7, 8а–г, 9б), которые смяты в лежачие сжатые до изоклинальной складки (Balagansky et al., 2019б). Плоскостные текстуры полого (26 градусов) падают на юг. Эклогиты-1 были будинированы, при этом крылья и осевые поверхности вблизи краевых частей будины плавно изогнуты и приведены в положение, субпараллельное крутому залеганию облекающих будину и рассланцованных гнейсогранитов (Слабунов и др., 2021). На контактах будины

эклогиты-1 полностью амфиболизированы, интенсивно рассланцованы, лишены полосчатости и срезаны. В северной приконтактовой части эклогиты-1 секут архейские (2648±45 млн лет) трондьемиты (Balagansky et al., 2019а).



Рис. 7. Детальная карта геологического строения будины эклогитов на острове Столбиха по (Balagansky et al., 2019б) с изменениями автора. 1а – крупнозернистые поздние граниты, 1б – гранодиоритовые жилы 2.65 млрд лет, 2а – однородные эклогиты (эклогиты-2), 2б – однородные эклогиты с элементами полосчатости, 3а
– архейские полосчатые и смятые в складки ретроградно измененные эклогиты (эклогиты-1), 3б – зеленый пунктир – струтурные линии, 4 – амфиболизированные эклогиты (полосчатые и однородные), 5 – архейские ТТГ гнейсы, 6 – пегматиты 1.88 млрд лет, 7а – установленные границы, 7б – предполагаемые границы, 8 – элементы залегания, 9 – шарниры складок, 10 – точки отбора проб, 11 – границы обнажений.

В краевых частях будины обнаружены однородные (массивные) эклогиты-2 (рис. 8а, 9а), обладающие гранат-омфацитовым паргенезисом с низкой степенью поздних ретроградных изменений. Эти участки однородных пород встречаются в восточной и северной частях будины, где они могут достигать нескольких метров в диаметре (рис. 7). Эклогиты-2 имеют слегка неоднородную пятнистую текстуру, а его доминирующая и представительная разновидность является однородной (массивной). Некоторые массивные разновидности сохранили первичный минеральный состав (парагенезис Omp+Grt+Rt+Qz), который полностью отвечает определению эклогита, то есть, безплагиоклазовой метаморфической породы, состоящей не менее, чем на 75% из омфацита и граната, каждый из которых является главным минералом (Desmons and Smulikowski, 2007). Подробное петрографическое и минералогическое описание эклогитов-2 в центральной части тела дано в работах (Володичев и др., 2004, 2021; Володичев, Кузенко, 2022) пробы - В-3, СТ-2Д и в (Li et al., 2015) - образец SG-1. Границы тела эклогитов-2 в центральной части нечеткие, но хорошо видны в масштабе обнажения (рис. 8а). Западная граница наиболее резкая и располагается почти под прямым углом по отношению к полосчатости эклогитов-1 и осевой поверхности сжатой складки, в которую смята полосчатость (рис. 86, в, г, и). На контакте эклогитов-1 и эклогитов-2 сделан вертикальный спил (рис. 9в), который наглядно отражает достаточно резкий переход от складчатых полосчатых пород в правой части изображения к более однородным (массивным) породам в правой части.

Тело эклогитов-2 (точка СТ-2Д) содержит несколько мелких таблитчатых фрагментов базитовых пород, представленных среднезернистыми

амфиболизированными основными породами, крупнозернистыми гранатовыми амфиболитами и крупнозернистыми амфиболитами, слагающими редкие, но более крупные тела неправильной таблитчатой формы (рис. 8б, д, е).

Фрагменты амфиболизированных базитовых пород залегают в центральной части тела эклогитов-2 (точка СТ-2Д) и субпараллельны крыльям сжатых до изоклинальных складок, которые сминают полосчатость в эклогитах-1 и полого падают на юго-юго-запад (рис. 8б, д, е). Фрагменты гранатовых амфиболитов располагаются в восточной части тела (рис. 8ж), утолщаются книзу и сливаются с гранатовыми амфиболитами по эклогитам-1, которые подстилают это тело (рис. 8з). Эти обломки параллельны субвертикальным плоскостным текстурам в самой восточной краевой части будины Столбихи и в прилегающих к ней сильно рассланцованных ТТГ гнейсах. Пространственное расположение рассматриваемых фрагментов и их ориентировка указывают на то, что они находятся на продолжении как крутой полосчатости, слабо изогнутой в краевой части будины, так и пологой полосчатости на крыльях более ранних лежачих сжатых складок. Следует отметить, что сжатая складка на рис. 8в, г сминает полосчатость в эклогитах-1, компонентом которой является гранатовый амфиболитовый слой.

Ориентировка и расположение таблитчатых фрагментов среднезернистых амфиболизированных основных пород гранатовых амфиболитов, И располагающихся внутри эклогитов-2, согласуются с таковыми полосчатости в дважды смятых в складки регрессивных эклогитах-1 – более ранних сжатых складок и более поздних открытых. Сравнение ориентировок таблитчатых фрагментов с ориентировками полосчатости в эклогитах-1, непосредственно примыкающих к телу эклогитов-2 (точка СТ-2Д), хорошо демонстрирует эту согласованность. Таким образом, обломки базитовых пород в пределах тела эклогитов-2 и дважды смятая полосчатость эклогитов-1 имеют одни и те же ориентировки и положение в пространстве. Эти данные позволяют считать, что рассматриваемые фрагменты обломков являются протолитовыми породами эклогитов-2, то есть, полосчатыми ретроградными эклогитами-1. При замещении ранних эклогитов-1 поздними эклогитами-2 в статических условиях, на что

указывает однородная (массивная) текстура последних, реликты незамещенных полосчатых эклогитов-1 полностью сохранили их первичные ориентировки в замках и на крыльях сжатых и открытых складок, наблюдаемых в эклогитах-1, и образуют с ними единое целое. Другими словами, расположение в пространстве как фрагментов базитовых пород и их ориентировка внутри эклогитов-2, так расположение и ориентировка крыльев и замков двух генераций складок, в которые смята полосчатость в эклогитах-1 – серия лежачих сжатых до изоклинальных Столбихи складок внутри будины И открытые складчатые изгибы с субгоризонтальными осевыми поверхностями на краю этой будины образуют единый складчатый каркас. Приведенные структурные данные свидетельствуют о том, что этот складчатый каркас возник до образования эклогитов-2 в статических условиях (то есть, в изотропном поле напряжений), которые развивались локально и сохранили фрагменты протолитовых пород с их первичной ориентировкой и положением в пространстве.



Рис. 8. Будинированное тело эклогитов на о.Столбиха: а – общий вид к юго-западу; б контакт полосчатых И однородных эклогитов (в однородных амфиболизированные реликты ранней полосчатости); в – амфиболизированный слой в полосчатых эклогитах, который прослеживается в однородных в виде отдельных линз; г – сжатые лежачие складки, сминающие полосчатые эклогиты-1, которые переходят в однородные массивные эклогиты-2; д – линзовидные фрагменты внутри однородных эклогитов-2 интерпретируются как реликты полосчатых эклогитов-1; е – пространственные соотношения между двумя ориентировками в однородных эклогитах-2 (крутые в восточной части и пологие в

центральной части) параллельны амфиболизированным эклогитам-1 в каревой части будины и направлениям крыльев сжатых складок в центре эклогитов-1; ж – крутозалегающие измененные эклогиты-2 на краю будины; з – пологозалегающие амфиболизированный реликт в эклогитах-2, параллельный крыльям лежачих складок в эклогитах-1; и – переход от складчатых полосчатых эклогитов-1 (справа) к однородным эклогитам-2 (слева). Желтая масштабная линейка 10 см (фото Балаганского В.В.).

Представленные выше материалы свидетельствуют в пользу более позднего формирования однородных эклогитов-2 с последовательным замещением более полосчатых эклогитов-1. Такое образование эклогитов-2 ранних можно сопоставить с формированием каледонских эклогитов по ранним докембрийским гранулитам в Норвегии (Austrheim, 1987; Слабунов и др., 2021). Основная роль в данной модели эклогитообразования отводится флюидам, которые мигрировали по разломам и маломощным зонам сдвигового течения и способствовали локальному проявлению эклогитов. Для эклогитов Столбихи каналами поступления флюида могли быть окаймляющие будину зоны сдвигового течения в гнейсогранитах, которые были активизированы во время палеопротерозойской лапландско-(Слабунов 2021). кольской орогении И др., Поэтому участки поздней эклогитизации-2 прослеживаются на восточном и северном краях будины, где они формировались под действием флюидной проработки по уже ретроградно измененным эклогитам-1.



Рис. 9. Эклогиты о.Столбиха: а – фото обнажения и приполированного среза эклогитов-2; б – фото обнажения и приполированных срезов эклогитов-1; в – приполированный срез зоны контакта однородных эклогитов-2 и полосчатых эклогитов-1.

2.2 Участок Самылино

Участок Самылино расположен в северо-западной части Гридинского эклогитсодержащего комплекса вблизи одноименного озера в 3 км к западу от с. Гридино. На этом участке мигматизированные тела амфиболитов с реликтами эклогитов и вмещающие их ТТГ-гнейсы имеют северо-восточное простирание, почти перпендикулярное общему северо-западному простиранию Гридинского эклогитсодержащего комплекса. Размеры будин достигают 6 × 8 м в настоящем эрозионном срезе. Их центральные части сложены слабо измененными эклогитами с массивной текстурой, а узкие приконтактовые зоны – рассланцованными амфиболитами, которые являются самым поздним продуктом полного ретроградного преобразования эклогитов (Максимов, 2019). Рядом с будинами во вмещающих ТТГ-гнейсах располагаются небольшие (до 0.5 м) линзовидные тела диопсидовых амфиболитов, которые также интерпретируются как полностью ретроградно измененные эклогиты.

Одна из наиболее крупных будин амфиболитов с реликтами эклогитов изучена в обнажении GR170 (рис. 10). Эта будина характеризуется неоднородным внутренним строением, которое возникло в результате неоднократно проявленных тектоно-метаморфических процессов. Неоднородность выражается в изменении характера деформации, текстуры пород и смене метаморфических минеральных парагенезисов от центра будины к ее краям. В центральных участках будины наблюдаются участки неправильной формы мелкозернистых темно-зеленых гранат-омфацитовыми минеральными эклогитов с парагенезисами, слабо затронутыми ретроградными преобразованиями. В переходной зоне между центром и краями будины породы отличаются светло-зеленой окраской, обусловленной более высокой степенью ретроградных изменений эклогитов, выраженных в увеличении содержания в них плагиоклаза и диопсида, образующих симплектитовые срастания. В краевых частях будины эклогиты обнаруживают значительно более высокую степень ретроградных изменений, которые привели к образованию метаморфической полосчатости параллельно контактам будины при ширине полос от первых до десятков сантиметров. В этих частях светло-зеленые

слабо измененные эклогиты заменяются их разностями с высоким содержанием граната, которые, в свою очередь, замещаются гранат-диопсид-плагиоклазовыми породами. Эти породы представляют собой почти полностью ретроградно преобразованные эклогиты и окаймляются гранатовыми амфиболитами и гранатитами с омфацитом. Краевая приконтактовая зона будины сложена огнейсованными амфиболитами, в которых реликты эклогитов-2 отсутствуют.

С возрастанием степени ретроградных преобразований эклогитов от центра будины к ее краям увеличивается степень их огнейсования и мигматизации. В центральных участках будины слабо измененные эклогиты местами сохраняют почти массивный облик, при этом массивные участки имеют линзовидную форму. Размеры линз варьируют от первых десятков сантиметров до первых метров, а их подчеркиваются более огнейсованными разностями измененных границы эклогитов, а также жильным материалом мигматитов (гранодиоритов) (рис. 11а). Линзовидное строение центральных частей будины хорошо видно на схеме геологического строения будины (рис. 10) и пережатых огнейсованных участках базитов в приконтактовой зоне с вмещающими породами. Жильный материал в соприкасающихся окончаниях двух смежных имеет ЛИНЗ характерную паукообразную форму, которая видна в масштабе всей будины, а также отдельных обнажений (рис. 11б). В северо-западной краевой части будины жильный материал, как и метаморфическая полосчатость, в целом располагается параллельно контактам будины.

Структурные наблюдения показали наличие четырех основных этапов деформаций в породах будины.

1. Сигмоидальные изгибы сланцеватости или сигмоидальной морфологии жильного материала, которые возникают в метаморфических породах, испытавших простой сдвиг (Passchier, Trouw, 1998). Вся будина испытала правостороннее сдвиговое течение по плоскости, падающей к юго-востоку под углами 50°–55° при почти горизонтальной траектории движения северо-восточного простирания. Этот этап правосторонних горизонтальных движений в условиях ретроградного

44

метаморфизма амфиболитовой фации определил главные черты строения ретроградно измененных эклогитов.



Рис. 10. Геологическое положение: а – схема геологического строения района с. Гридино (Слабунов, 2008) 1–3 – архей: 1 – Гридинская зона эклогитсодержащего меланжа: ТТГ-гнейсы с телами амфиболитов, эклогитов, цоизититов, метапироксенитов, 2 – ТТГ-гнейсы, 3 – амфиболиты Центрально-Беломорского пояса; 4 – элементы залегания гнейсовидности, метаморфической полосчатости; 5 – надвиговые границы зоны меланжа: 5а – установленные, 5б – предполагаемые; 6 – местонахождение участков работ. б – детальная схема геологического строения участка Самылино: 7 – слабо ретроградно измененные эклогиты и 8 – они же с высоким содержанием граната; 9 – Grt-Di-Pl породы; 10 – гранатовые амфиболиты

и гранатиты; 11 – амфиболиты; 12 – гранодиоритовые гнейсы; 13 – мигматизированные ТТГ-гнейсы; 14 – лейкократовые Di-Pl обособления; 15 – место отбора обр. GR170 (внешние границы обнажения, перекрытые четвертичными отложениями обозначены белым цветом).



Рис. 11. Жильные гранодиориты в эклогитах Самылино: а – жила гранодиорита, залечившего короткое сорванное крыло, б – паукообразная морфология жильного тела гранодиоритов, дающего субпослойные инъекции в амфиболитах, образовавшихся за счет эклогитов.

2. Поздние локальные деформации связаны с образованием двух сопряженных асимметричных складок в южной части будины, в которые смята метаморфическая полосчатость. Особенностью складок является то, что общее для них короткое крыло сорвано, а возникший разрыв залечен гранодиоритовым материалом. Наблюдаемая морфология складок, их ориентировка и характер движений по сорванному общему для складок крылу указывают на кинематический план движений, совпадающий с таковым главного этапа деформации. Скорее всего, эти складки образовались на поздней стадии главного этапа деформации будины. Второй случай поздних деформаций установлен в северной краевой части будины. В этой части метаморфическая полосчатость подчеркнута жильным материалом мигматитов и деформирована несколькими мелкими зонами сдвигового течения. Эти зоны деформируют наиболее раннюю

мигматитовую полосчатость, преобладающую в будине. С описанными выше складками зоны сдвигового течения объединяют внедрение (вдоль северной из них) жильного гранитоидного материала. Однако их кинематика не согласуется с правосторонним горизонтальным сдвиговым течением главного этапа деформации. Представляется, что, как и в предыдущем случае, это результат преобразований эклогитов на более поздних стадиях деформации, ретроградного метаморфизма и локальной мигматизации.

В отличие от ретроградно измененных эклогитов, вмещающие их ТТГгнейсы характеризуются В целом плоскопараллельными текстурами, представленными сланцеватостью, слабовыраженной полосчатостью с изменением минерального состава и ярко проявленной мигматитовой полосчатостью. Тем не менее, местами в них также наблюдаются сигмоидальная морфология фрагментов дезинтегрированных маломощных прослоев мезократовых амфиболитов и мелкие сигмоидальные линзы амфиболитов. По всем структурным характеристикам эти сигмоидальные изгибы идентичны сигмоидальным структурам в ретроградно измененных эклогитах. Это позволяет предполагать их образование в одном и том же процессе правостороннего субгоризонтального сдвигового течения главного этапа деформации. Разная степень проявления этой деформации в базитах и ТТГгнейсах обусловлена различием в степени компетентности этих пород. ТТГ-гнейсы были более пластичны, что и привело к резкому преобладанию в них плоскопараллельных текстур над сигмоидальными изгибами и уничтожению всех ранних парагенезисов метаморфических минералов. Базиты же были более жесткими и поэтому в центральных частях будин сохранились реликты ранних эклогитовых минеральных парагенезисов.

2.3 Остров Прянишная луда

Остров расположен в 3 км к югу от с. Гридино (рис. 5). Основную часть острова слагают серые среднезернистые метаэндербиты (рис. 12). Преобладают массивные сильно измененные разности (Володичев, 1990), при этом, в юговосточной части острова обнаружены зоны с крупнозернистыми метаэндербитами,

47

располагающиеся вблизи контакта с обломками амфиболитов. Наибольший интерес представляют метаэндербиты из юго-восточной части с крупными коронарными агрегатами фисташкового цвета, так как обладают лучшей сохранностью первичного ортопироксена.

Среди метаэндербитов обнаружены многочисленные будинированные тела линзовидной формы (рис. 12). Для северной и южной частей острова характерно наличие цепочек линзовидных тел, которые представлены амфиболитами и преобразованными эклогитами. В преобразованных эклогнитах в южной части острова (рис. За) обнаружены реликты омфацита и кианита (Володичев, Кузенко, 2013; Максимов 2013, 2015). В восточной части острова располагается крупное (75 х 25м) тело метапироксенитов. Сложное мозаичное строение тела обусловлено дезинтеграцией вещества под влиянием неоднократного внедрения мигматитовых инъекций эндербитового материала. В центральной части встречаются крупные (3-5 м) угловатые тела с участками реликтовой пятнистой текстуры. В краевой части тела (на контакте с метаэндербитами) наиболее проявлены поздние процессы преобразования породы. Будинированные тела в краевой части имеют эллипсовидную форму (размеры не превышают 1м) и по составу отвечают гранатовым ортопироксенитам. В восточной части острова метаэндербиты и обломки гранатовых ортопироксенитов секутся маломощными (0.5–1 м) дайками габброноритов (рис. 13б, в), которые по составу сопоставимы с распространенными в данном районе дайками габброноритов с возрастом около 2.41–2.45 млрд лет. Секущий контакт прослеживается относительно обломков основных пород и вмещающих метаэндербитов. Эклогитовый парагенезис В габброноритах отсутствует.



Рис. 12. Детальная схема геологического строения острова Прянишная Луда (Максимов, 2014; Babarina, Sibelev, 2015 с изменениями).



Рис. 13. Остров Прянишная Луда: в – будинированные тела преобразованных эклогитов смятые в лежачие складки в южной части острова, б, в – неэклогитизированная дайка габброноритов (~2.4 млрд лет) сечет мигматизированные гранатовые ортопироксениты и метаэндербиты в восточной части острова.

2.4 Остров Цоизититовый

Наиболее представительные цоизититы обнаружены в центральной части комплекса, на безымянном острове западнее острова Избная Луда (рис. 5). Данный остров получил в ходе проведенных исследований название «Цоизититовый» из-за значительной концентрации в гранитоидной матрице обломков и блоков цоизититов, что и послужило основанием для его выбора в качестве основного объекта детального изучения (рис. 14).

В северо-восточной части острова (рис. 14) фиксируется скопление овальных тел интенсивно измененных эклогитов различных размеров – от 4 x 4 м до 40 x 10 м. При ранних исследованиях (Володичев и др., 2004) в них был выявлен реликтовый гранат-омфацитовый парагенезис. Южнее распространены более мелкие тела гранатовых амфиболитов. В центральной части острова (с севера на юг) прослеживается зона гнейсогранитов с многочисленными включениями цоизититов, которые образуют как мелкие, так и крупные (протяженностью до 60 м и мощностью до 10 м) тела линзовидной формы (рис. 14). Восточная и западная части острова представлены разгнейсованным эклогитсодержащим комплексом, который сечется дайками палеопротерозойских магнезиальных метадиоритов и жилами пегматитов, что уверенно определяет верхнюю возрастную границу его формирования (2.41–2.45 млрд лет).



Рис. 14. Схема геологического строения о.Цоизититовый (Слабунов и др., 2015; Володичев и др., 2020 с изменениями). 1 – четвертичные отложения; 2 – пегматитовые жилы сопоставимые с жилами 1.88 млрд лет (Skublov et al., 2020); 3 – палеопротерозойские дайки магнезиальных метадиоритов (Степанов, Степанова, 2006); 4–10 – неоархейские образования: 4 – метаэндербиты; 5 – гнейсограниты; 6 – гнейсограниты с будинами цоизититов; 7 – тела цоизититов, выраженные в масштабе схемы; 8 – гранатовые амфиболиты; 9 – эклогиты, амфиболизированные эклогиты; 10 – метаультрабазиты; 11 – элементы залегания гнейсовидности; 12 – структурные линии; 13–14 – места отбора проб.

ГЛАВА 3. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА

3.1 Эклогиты

Рассмотренные в ходе исследования эклогиты и преобразованные эклогиты по петрохимическим характеристикам отвечают габбро (рис. 15, табл. 1). Однородные эклогиты и преобразованные полосчатые эклогиты имеют низкие содержания $SiO_2 = 47.38-52.28$ мас. %, сопоставимые со значениями характерными для пород основного состава. Высокие содержания $Fe_2O_{3(t)} = 10.50-13.87$ мас.%, $Al_2O_3 = 13.65-16.19$ мас.%, CaO = 11.02-14.64 мас.% и $TiO_2 = 0.37-0.89$ мас.% исследованных эклогитов также характерны для пород основного состава. Более низкие содержания SiO_2 в однородных эклогитах относительно полосчатых эклогитов могут быть обусловлены метаморфическими преобразованиями, связанными с наложенными процессами метаморфизма и привносом-выносом компонентов, в том числе кремния (Marakushev, 1991). Содержания натрия, кальция и калия, скорее всего, менялись в ходе метаморфических преобразований, так как они являются подвижными элементами (Winchester, Floyd, 1975), в особенности, в условиях регрессивного метаморфизма, где эклогиты сближены с гнейсами в процессе эксгумации.



Рис. 15. Положение фигуративных точек анализов пород Гридинского комплекса: a – на диаграмме SiO₂–Na₂O+K₂O (Middlemost, 1994), б – на диаграмме AFM (Irvine, Baragar, 1971). 1 – эклогиты Самылино, 2 – эклогиты Столбихи, 3 – полосчатые эклогиты Столбихи, 4 – гранатовые ортопироксениты, 5 – цоизититы, 6 – метаэндербиты.

По содержанию рассеянных элементов эклогиты Столбихи и Самылино характеризуются пологими недифференцированными спектрами распределения РЗЭ, но эклогиты Самылино отличаются пониженными содержаниями ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ (рис. 16, табл. 1). По сравнению с базальтами срединноокеанического хребта Северной Атлантики они обеднены тяжелыми РЗЭ.



Рис. 16. Распределение РЗЭ в эклогитах: а – спайдерограммы малых элементов, б – спектры распределения РЗЭ. Синий – эклогиты Самылино, зеленый – эклогиты Столбихи, зеленый пунктир – полосчатые эклогиты Столбихи, красный – базальты срединно-океанских хребтов (нормирование на составы примитивной мантии и хондрита C1 (Sun, McDonough, 1989)).

Исходя из особенностей химического состава (даже при некотором изменении состава пород в ходе метаморфизма) можно предположить, что эклогиты образовались по габброидам. Дополнительным критерием такого предположения является наличие полосчатости в эклогитах-1, которая могла быть сформирована в результате первичной дифференциации вещества на магматической стадии формирования пород.

3.2 Гранатовые ортопироксениты

Гранатовые ортопироксениты по петрохимическим характеристикам относятся к габбро-габбродиоритам MgO = 14–21 мас % нормальной щелочности $(Na_2O+K_2O) = 1.4-1.8$ мас.% с относительно высоким содержанием SiO₂ = 52.14–53.4 мас. % и относительно низкой концентрацией Al₂O₃ = 6–7 мас.% (рис. 15, табл. 2). Аналогично эклогитам в гранатовых ортопироксенитах могло меняться содержание натрия, калия и кальция в ходе матаморфических изменений.

Гранатовые ортопироксениты имеют пологие спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 17, табл. 2). Прослеживается положительная Nb-аномалия (Nb/Nb*= 0.9-3), нормированные по хондриту содержания P3Э образуют слабодифференцированный (La_N/Yb_N = 1-4) спектр сходный с E-MORB. На дискриминационной диаграмме Ta/Yb-Th/Yb фигуративные точки лежат в области океанических базальтов. Это позволяет рассматривать гранатовые ортопироксениты, как фрагменты океанических пород, также как протолит эклогитов.



Рис. 17. Распределение РЗЭ в гранатовых ортопироксенитах: а – спайдерограммы малых элементов, б – спектры распределения РЗЭ (нормирование на составы примитивной мантии и хондрита С1 (Sun, McDonough, 1989)).

3.3 Цоизититы

Цоизититы по химическому составу относятся к ультраосновным и основным породам толеитовой серии (рис. 15, табл. 3). Породы имеют низкие содержания $SiO_2 = 40-45$ мас. %, $Fe_2O_{3(t)} = 2-3$ мас.%, $(Na_2O+K_2O) = 0.1-0.8$ мас.% и высокие значения $Al_2O_3 = 26-31$ мас.%, CaO = 21-23 мас.%, $TiO_2 = 0.2-3.6$ мас.%, что указывает на сходство цоизититов с анортозитами, в том числе, с анортозитами Беломорской провинции (Березин, 2011).

Цоизититы имеют относительно пологие спектры РЗЭ с пониженными значениями ТРЗЭ и положительными Eu- и Sr-аномалиями (рис. 18, табл. 3). Спектры распределения РЗЭ цоизититов практически совпадают с ассоциирующими с ними метагаббро, что хорошо согласуется с анортозитовой – габбро-анортозитовой природой их протолитов (Володичев и др., 2020).



Рис. 18. Распределение РЗЭ в цоизититах: а – спайдерограммы малых элементов, б – спектры распределения РЗЭ. Нормирование на составы примитивной мантии и хондрита C1 (Sun, McDonough, 1989). Серое поле – габбро-анортозиты (Березин, 2011).

3.4 Метаэндербиты

Метаэндербиты варьируют по составу от тоналитов до трондьемитов. Они характеризуются высоким содержанием $SiO_2 = 69-74$ мас.%, $Al_2O_3 = 13-16$ мас.%, CaO = 3-5 мас.%, $(Na_2O + K_2O) = 4-11$ мас.%, $Fe_2O_{3(t)} = 2-4$ мас. % (рис. 15, табл. 4).

Метаэндербиты Гридинского комплекса обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ и обладают положительной европиевой аномалией (рис. 19, табл. 4). Такие характеристики свидетельствуют о гранитоидном протолите эндербитов.



Рис. 19. Распределение РЗЭ в метаэндербитах: а – спайдерограммы малых элементов, б – спектры распределения РЗЭ (нормирование на составы примитивной мантии и хондрита C1 (Sun, McDonough, 1989)).

ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА

4.1 Эклогиты

4.1.1 Эклогиты Столбихи

Преобразованные эклогиты-1 (обр. СТ-1А, рис. 7, 9б, в) имеют полосчатую и гнейсовидную текстуру с чередованием темных амфиболизированных зон с неориентированными симплектитами (A) И светло-зеленых прослоев С (Б). Полосчатые ориентированными симплектитами эклогиты сложены удлиненными зернами клинопроксена, амфибола, плагиоклаза нематобластовой более Среди этой массы минералов выделяются структуры. крупные порфиробласты граната розового цвета.

(A) Темные полосы породы представлены Bt-Qz-Grt-Cpx-Pl-Hbl (±Ttn, Rt) минеральной ассоциацией (рис. 20a, б). Характерной особенностью породы является наличие массивных диопсид-плагиоклазовых симплектитов и повышенное содержание вторичной роговой обманки.

Клинопироксен представлен в виде тонких дактилитовых срастаний с плагиоклазом в симплектитах (4–10% Jd в диопсиде, 25–30% An в плагиоклазе) (рис. 20в, 21а, в, табл. 5), отдельных более крупных (до 0.5 мм) незональных зерен (6–11% Jd) в основной массе (рис. 20д) и редких включений с высоким содержанием жадеитового компонента (до 28% Jd в омфаците) в центральной части граната (рис. 20г). Дополнительным доказательством эклогитовой природы данных пород могут служить площадные определения химического состава диопсид-плагиоклазовых симплектитов. Оценки первичного состава наиболее массивных биминеральных Di-Pl срастаний, исключая участки с амфиболом, соответствуют омфациту с содержанием жадеитого компонета от 20 до 28% (рис. 20е–3).

Гранат имеет гипидиоморфную удлиненную форму. В центральной части граната содержатся включения клинопироксена, плагиоклаза, амфибола, рутила, цоизита и кварца. В одном из зерн в центральной части обнаружены включения омфацита, кварца и рутила (рис. 20г). Краевая зона граната отличается меньшим количеством включений. На границе гранат обрастает тонкими каймами плагиоклаза или роговой обманки. В пределах зерен не установлено контрастной зональности, выраженной значительными вариациями химического состава. Особенностью граната является высокое содержание гроссулярового компонента 28–34% и относительно низкое содержание пиропа 14–21% (рис. 216, табл. 6).

Амфибол представлен самостоятельными крупными зернами, либо каймами обрастания вокруг симплектитов. Он относятся к кальциевой серии и в основном представлен паргаситом, в редких случаях чермакитом и магнезиальной роговой обманкой (рис. 21г, табл. 11).

Плагиоклаз совместно с диопсидом формирует симплектитовые срастания. В узких червеобразных симплектитах содержание анортитового компонента варьирует от 25 до 30% (рис. 21в, табл. 8). В основной массе породы присутствуют более крупные зональные зерна плагиоклаза. Зональность проявляется в уменьшении содержания анортитового компонента от центра – 90% к краю – 25%, а также наличием в центральной части таблитчатых плагиоклазовых зерен включений цоизита или эпидота. Содержание анортитового компонента в плагиоклазе из матрикса породы колеблется от 20 до 50%.

(Б) Светлые участки породы обладают близким к выше рассмотренным породам минеральным составом Grt-Cpx-Amp-Pl-Qz±Ttn, Rt. От меланократовых участков отличаются хорошо выраженной плоскостной текстурой, образованной ориентированными деформированными сростками клинопироксена и плагиоклаза. В породе содержится меньше амфибола, для клинопироксена характерна удлиненная таблитчатая форма зерен (2–11% Jd в диопсиде). В участках породы с высоким содержанием клинопироксена сохраняются симплектитовые срастания (2-8%) клинопироксен-плагиоклазовые Jd). Оценки первичного химического состава симплектитов по площади отвечают омфациту (около 20% Jd). Остальные минералы имеют схожие характеристики с зоной (A).

57



Рис. 20. Ранние полосчатые эклогиты о.Столбиха: а, б – микрофото темных прослоев в проходящем свете; в – микрофото полосчатых эклогитов в BSE; г – включения реликтового омфацита в гранате; д – крупные зерна диопсида в матриксе породы; е–з – оценка первичного состава клинопироксена по Di-Pl симплектитам (желтый контур – анализируемая площадь).



Рис. 21. Составы минералов на классификационных диаграммах для: а – клинопироксена (Morimoto et al., 1988, табл. 5); б – граната (табл. 6); в – плагиоклаза (табл. 8); г – роговой обманки (Leake at al., 1997, табл. 11). 1 – ранние полосчатые эклогиты; 2 – поздние однородные эклогиты.

Однородные эклогиты-2 преимущественно состоят из граната и омфацита (рис. 22а–д). Второстепенные минералы представлены амфиболом, плагиоклазом, кварцем, рутилом, цоизитом, эпидотом.

Клинопироксен в породе по морфологическим признакам разделяется на несколько групп, которые представлены омфацитом и диопсидом. Крупные зональные кристаллы омфацита (Omp₁ с содержанием до 35% Jd) (рис. 22а, табл. 5) в матриксе породы, характеризуется резким снижением жадеитового компонента в

краевой части до 6–9% при обрастании их диопсид-плагиоклазовыми (±амфибол) агрегатами (рис. 22д). Кристаллы омфацита Omp₂ (23–33% Jd) меньших размеров (до 0.5 мм) обнаружены в виде включений в гранате. Среди симплектитовых срастаний в матриксе породы можно выделить два основных морфотипа: «толстые» Di₃-Pl (14-19% Jd, 19-24% An) (рис. 21в) отражают раннюю стадию декомпрессии пород и «тонкие» Di₄-Pl (6-12% Jd, 21-24% An) - поздние симплектиты. Отдельно стоит отметить группу Di_{вкл}-Pl (4-16% Jd, 23-30% An) симплектитов, которые являются включениями в центральной части крупных монокристаллов омфацита (рис. 22e). Эти включения отделяются от минералаконтейнера резкой границей, выраженной в изменении жадеитового компонента в клинопироксене от 6-8% в симплектитах до 30-36% в омфаците. Необходимо отметить, что клинопироксен во включениях симплектитовых агрегатов имеет свою оптическую ориентировку, отличающуюся от ориентировки минералахозяина (рис. 23а-з), в некоторых случаях наблюдаются два совмещенных зерна Di_{вкл}-Pl симплектитов во включениях (рис 233). Монокристаллы омфацита, содержащие включения симплектитов в центре, на внешней границе зерен отличаются меньшим содержанием жадеитового компонента, но не обрастают симплектитами (рис. 23а-з). Отсутствие у омфацитов диопсид-плагиоклазовой каймы исключает возможность случайных срезов с включениями симплектитов, например, зерно омфацита со сложной формой (втянутые резорбированные границы) с симплектитами на контакте в определенном срезе представляется включением.



Рис. 22. Поздние однородные эклогиты-2 о.Столбиха: а–г – гранат-омфацитовые участки породы (микрофото шлифов в проходящем свете – а, в; с анализатором – б, г); д – уменьшение содержание жадеита от центра к краю в крупном зерне омфацита (микрофото в BSE); е – включение ранних Di-Pl симплектитов в позднем монокристалле омфацита (микрофото в BSE).



Рис. 23. Микрофото поздних однородных эклогитов о.Столбиха: а-ж – включения ранних Di-Pl симплектитов в позднем монокристалле омфацита (на внешней границе омфацита Di-Pl симплектить отсутствуют); з – двойники включений Di-Pl симплектитов в позднем монокристалле омфацита (а – микрофото в проходящем свете; б-з – с анализатором).

Гранат отличается сложным зональным строением, которое проявляется в изменении набора минеральных включений и химического состава зерна от центра к краю. Центральная часть зерна (Grt I) обогащена мелкими включениями цоизита, кварца, рутила и кальцита (рис. 24). Промежуточная зона (Grt II) преимущественно содержит включения омфацита, рутила, кварца и в меньшем количестве включения роговой обманки и плагиоклаза. В краевой зоне граната (Grt III) располагаются более крупные включения амфибола, плагиоклаза, диопсида и кварца. Включения амфибола преимущественно представлены паргаситом и магнезиальной роговой обманкой с небольшим содержанием хлора (около 1 мас. %). От граната из полосчатых эклогитов отличаются более высокими содержаниями пиропа 22–30%, низким гроссуляра 18–29% и альмандина 36–45% (рис. 216, табл. 6).



Рис. 24. Модель строения граната из однородных эклогитов о.Столбиха. Grt I, Grt II, Grt III – три зоны граната.

Амфибол наиболее распространен в матриксе породы, где он замещает клинопироксен и образует срастания с плагиоклазом. Другая разновидность амфибола отмечается в качестве включений в гранате и характеризуется присутствием в составе хлора (до 1%). По химическому составу амфибол относится

к паргаситу, реже чермакиту, эдениту и магнезиальной роговой обманке (рис. 21г, табл. 11).

реликтовой Линзовидные включения полосчатости сложены амфиболизированными эклогитами (рис. 25). В их составе преобладает амфибол (более 90%) с редкими зернами омфацита и граната. От вмещающих эклогитов эти участки отделяет граница с резким переходом от амфибола к омфацит-гранатовому минеральному парагенезису. В однородных эклогитах-2, на контакте с линзовидными включениями, зерна омфацита содержат включения амфибола. Амфиболы из включений в омфаците и в линзе амфиболитов имеют близкий состав.



Рис. 25. Приполированный срез однородных эклогитов-2 о.Столбиха с линзовидным реликтом ранней полосчатости (темно-зеленая линза, выполненная преимущественно роговой обманкой).

4.1.2 Эклогиты Самылино

Эклогиты из центральной части будины p-на Самылино обладают массивной текстурой. Они сложены, главным образом, крупными зернами омфацита (до 30%) и граната (до 40%) (рис. 26а, б). Остальную часть породы слагают Di и Pl,

образующие симплектитовые срастания, а также отдельные зерна Hbl и Qz. Акцессорные минералы – Rt, Zo, Ky, Ttn, Zr, Ms и Ap.

Клинопироксены. В эклогитах центральной части будины по морфологии и особенностям химического состава можно выделить пять генераций клинопироксенов, которые представлены омфацитом и диопсидом (табл. 5).



Рис. 26. Эклогиты Самылино: а – макрофото эклогитов; б – микрофото гранатомфацитового минерального парагенезиса (изображение в проходящем свете и с анализатором).

Омфацит. К первой группе относятся крупные монокристаллы омфацита (Omp₁) (рис. 27а), внутри которых равномерно распределены мелкие включения рутила. В обогащенной натрием центральной части зерен Omp₁ содержание жадеитового компонента составляет 30-35%, на границах зерен наблюдается его резкое снижение до 8-15%. Содержание эгиринового компонента в Omp₁ не превышает 10%, а магнезиальность составляет 78–99% (рис. 28а, табл. 5). Вторая группа – это включения омфацита (Omp₂) в гранате, размеры которых варьируют от 0.05 мм до 0.2 мм (рис. 28а, табл. 5). Содержание жадеитового компонента в омфаците Omp₂ находится в пределах 32-36%, зональность проявлена слабо.

Диопсид. Третья и четвертая группы клинопироксенов представлены диопсидом (Di₃ и Di₄), который находится в симплектитовых срастаниях с плагиоклазом в основной ткани породы. В зависимости от толщины симплектитов выделяются "толстые" – Di₃+Pl и "тонкие" – Di₄+Pl симплектиты, диопсиды в

которых содержат 15–20% и 8–9% жадеитового компонента соответственно (рис. 27б). Подобные изменения морфологии и химического состава симплектитов прослеживаются на границах крупных монокристаллов Omp₁. Это плавные переходы от омфацита, слагающего монокристаллы, к диопсиду окружающих монокристаллы симплектитовых срастаний с плагиоклазом. Для таких случаев характерно постепенное утонение размеров симплектитов диопсида и плагиоклаза с одновременным снижением содержания жадеита в клинопироксене $Di_3+Pl \rightarrow Di_4+Pl$ (20% Jd \rightarrow 8% Jd, 40% An \rightarrow 20% An). На гаранице некоторых зерен Omp₁ наблюдается резкое снижение содержания жадеитового компонента (снижение от 35% до 8–9%) с формированием только тонких Di_4+Pl симплетитов.



Рис. 27. Микрофото эклогитов Самылино: а – соотношение омфацита и диопсидплагиоклазовых симплетитов в породе; б – последовательный переход от омфацита к диопсид-плагиоклазовым симплектитам; в – включение диопсид-плагиоклазовых симплектитов в монокристалле омфацита (на врезке увеличенная зона контакта); г – монокристалл омфацита с ранним включением Di-Pl симплектитов и поздней каймой диопсида в краевой части (а–г – BSE изображения); д, е – включения симплектитов в омфаците (микрофото с анализатором, цифры у Отр и Di обозначают содержание жадеита, у Pl – анортита).

В отдельную группу клинопироксенов отнесены диопсиды (Di_{вкл}) ИЗ симплектитов 27в-е, табл. 5), клинопироксен-плагиоклазовых (рис. располагающихся в центральной части крупных (до 1 мм в поперечнике) монокристаллов омфацита Отр₁ в виде включений. Содержание жадеитового компонента в диопсидах Di_{вкл} составляет 6–14%, а количество анортитового компонента в плагиоклазах варьирует от 20 до 40% (рис. 27г). Данные включения и вмещающие их омфациты Omp₁ имеют ряд особенностей. Во-первых, граница этих включений клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов с вмещающим их омфацитом резкая. Во-вторых, в некоторых включениях по разному углу погасания Di_{вкл} и Pl выделяются (от двух до трех агрегатов Di_{вкл}-Pl) сростки из нескольких зерен симплектитов (рис. 27е). В-третьих, в омфацитах Omp₁ с включениями Di_{вкл}-Pl симплектитов, так же как и в омфацитах Omp₁ без включений, содержание жадеитового компонента снижается к краевым частям монокристаллов, которые окружены толстыми симплектитами Di₃-Pl, местами окаймленными тонкими симплектитами Di₄-Pl (рис. 27г).



Рис. 28. Классификационные диаграммы: а – клинопироксена (Morimoto et al., 1988); 1 – включения Di_{вкл}–Pl симплектитов в зернах омфацита и граната; 2 – поздние Di₃₋₄-Pl симплектиты; 3 – Omp₁ в матриксе породы, 4 – Omp₂ включения в гранате (табл. 1); б – граната (синие точки – гранаты Самылино, табл. 6; зеленое поле – гранаты из ранних полосчатых и поздних однородных эклогитов Столбихи).

Гранат. Зерна граната отличаются сложным зональным строением и высокой концентрацией минеральных включений (рис. 29а-в). В крупных зернах граната выделены три зоны роста: центральная Grt I, промежуточная Grt II и краевая Grt III. Центральная зона – это относительно однородная часть кристалла с равномерно распределенными мелкими (до 0.05 мм) включениями цоизита, кианита, кварца и рутила (рис. 29в). Важными находками являются редкие зерна граната с включениями Di_{вкл}-Pl симплектитов, местами содержащие роговую обманку и кварц (рис. 29г). Данные включения, вероятно, формировались синхронно с находками симплектитов в центральной части монокристаллов омфацита. Промежуточная зона роста граната насыщена крупными (до 0.2 мм) включениями Omp₂ (32–36% Jd). Узкая краевая зона граната отличается меньшим содержанием минеральных включений с редкими зернами диопсида, роговой обманки и плагиоклаза. Кристаллы граната окружены Di₃-Pl симплектитами и каймами, состоящими из роговой обманки, плагиоклаза и кварца. Изменения химического состава граната соответствуют смене минеральных включений от центра к краю зерна. Содержание пиропового компонента варьирует от 20–25% в центре до 27–30% в промежуточной части и до 22–24% в краевой, альмандинового компонента от 52–58% до 48–52% и далее до 52–56%, гроссулярового компонента от 20–22% до 19–23% и далее до 22% (рис. 29д, е, табл. 6).

Такую зональность граната можно интерпретировать следующим образом. Ранняя генерация граната Grt I образовалась после первого высокобарного метаморфического события на завершении ретроградного и начале прогрессивного метаморфизма. Вторая генарация сформировалась при повышенных давлениях в области эклогитовой фации. Третья генерация отражает ретроградные изменениям породы после второго этапа эклогитизации.



Рис. 29. Гранаты из эклогитов Самылино: а–в – зональные гранаты с мелкими включениями цоизита, кварца и кианита в центре – Grt I и многочисленными включениями омфацита в промежуточной зоне – Grt II (BSE изображения ч/б и контрастные); г – профиль через зерно гараната с включениями симплектитов в центре и омфацита в промежуточной части (BSE изображение); д – изменение химического состава граната (г) по профилю 1–17; е – модель строения граната (г) с зональным распределением минеральных включений.

Плагиоклаз представлен в каймах обрастания и симплектитах. Келифитовые каймы плагиоклаза (18-24% An) (табл. 8) совместно с роговой обманкой прослеживаются вокруг зерен граната. Симплектитовый плагиоклаз (20–40% An) червеобразными сростками с клинопироксена, представлен что является омфацита. Содержание распада анортитового следствием компонента В плагиоклазе варьирует от 18% до 47%, что соответствует олигоклазу и андезину (табл. 7). Лишь в редких зональных зернах плагиоклаза из основной ткани породы содержание анортитового компонента достигает 85%, при этом основной плагиоклаз в их центральной части замещен мелкими чешуйками мусковита.

Амфибол в ассоциации с диопсидом, гранатом и плагиоклазом принадлежит двум генерациям. Первая генерация включает эденит и паргасит ($X_{Mg} = 0.68-0.81$) (табл. 8). Эти амфиболы образуют включения в гранате и вместе с диопсидом и плагиоклазом иногда формируют симплектитовые срастания. Амфиболы второй генерации образуют многочисленные каймы вокруг граната, а также каймы вокруг диопсид-плагиоклазовых симплектитов или отдельные зерна в диопсид-плагиоклазовых симплектитов или отдельные зерна в диопсид-плагиоклазовых симплектитах основной ткани породы. Ко второй генерации также относятся амфиболы кальциевой серии, присутствующие в матриксе породы, – паргасит, магнезиальная роговая обманка и реже чермакит ($X_{Mg} = 0.70-0.83$) (табл. 11).

Минеральные включения и акцессории. В омфаците и гранате присутствуют многочисленные мелкие включения рутила размером до 5 мкм. Наиболее высокое содержание рутила, титанита и ильменита обнаружено в участках эклогитов с высоким содержанием граната. В этих участках фиксируется обрастание рутила титанитом, который в дальнейшем обрастает ильменитом. Последний также встречается в ассоциации с клинопироксеном и гранатом в виде отдельных крупных (до 0.5 мм) зерен.

4.2 Гранатовые ортопироксениты

Гранатовые ортопироксениты – среднезернистые породы темно-зеленого цвета порфиробластами розового 30a). с граната (рис. Структура гетерогранобластовая с крупным пойкилобластическим гранатом. Отличительной чертой данных пород от других метапироксенитов Гридинского комплекса является преобладание В составе гранат-ортопироксеновой минеральной ассоциации (Opx=55%, Grt=15%) и амфибола (20%) (рис. 30б, в). Второстепенные и акцессорные минералы представлены зернами биотита, плагиоклаза, кварца, титанита и рутила.

Кристаллы ортопироксена (до 5 мм) обычно имеют неправильную форму. Отмечаются довольно крупные (до 0.7 мм) включения магнезиальной роговой обманки, кварца и плагиоклаза в краевой части зерен. Кристаллы ортопироксена контактируют с гранатом, но в некоторых случаях на контакте прослеживается узкая кварц-плагиоклазовая реакционная кайма. В ортопироксене прослеживается слабо выраженная зональность (рис. 31а, табл. 14). По мере удаления от центра к краю зерна увеличивается содержание Al_2O_3 (от 0.80 до 1.20 мас. %), уменьшается содержание MgO (на 0.5–1 мас. %). Коэффициент железистости уменьшается на 1– 3%. Согласно международной классификации I.M.A (Morimoto et al., 1988) ортопироксены соответствуют энстатиту (рис. 31а, табл. 14).



Рис. 30. Гранатовые ортопироксениты острова Прянишная луда: а – мигматизированный участок гранатовых ортопироксенитов в краевой части тела; б – соотношение Орх, Hbl и Grt в ортопироксенитах (микрофото в проходящем свете/с анализатором); в – соотношение крупных зерен граната и ортопироксена (BSE изображение, крестами обозначены точки определения химического состава из центра и края зерен).

Гранат встречается в виде относительно небольших пойкилобластов (0.3–1.5 мм), которые заполняют интерстиции ортопироксеновой кристаллической массы, и крупных (до 3 мм) зерен с обилием включений. В центральной части граната содержится множество мелких зерен кварца. По мере приближения к краевой части их количество сокращается, однако появляются включения ортопироксена, магнезиальной роговой обманки и единичные зерна диопсида (содержание

жадеитового компонента до 7%). На границе кристаллов граната довольно часто прослеживается узкая кварцевая либо плагиоклазовая кайма. В составе граната преобладают альмандиновый (40–47%) и пироповый (30–38%) миналы, концентрация гроссуляра 10–14% (рис. 31б, табл. 7). Крупные кристаллы граната обладают слабовыраженной зональностью: от центра к краю происходит увеличение гроссуляр–альмандиновых миналов на 1–3% и уменьшение концентрации пиропа на 1–2%.



Рис. 31. Составы минералов из гранатовых ортопироксенитов о.Прянишная Луда на классификационных диаграммах: а – ортопироксен (табл. 14) (Morimoto et al., 1988); б – гранат (табл. 7) (красными ромбами обозначены центральные части зерен, треугольниками – краевые части; в, г – амфибол (табл. 12) (Leake at al., 1997).

Амфибол в породе представлен несколькими разновидностями. Первая разновидность присутствует только в качестве включений в ортопироксене и
гранате. По составу эти амфиболы соответствуют магнезиальной роговой обманке и эдениту. Вторая разновидность представлена в матриксе породы идиоморфными зернами и реакционными каймами на границе ортопироксена и граната. Проанализированные амфиболы соответствуют магнезиальной роговой обманке, эдениту и паргаситу (рис. 31в, г, табл. 12). Паргасит отмечен только на границе с вмещающими породами.

Плагиоклаз иногда встречается в качестве включений в ортопироксене и гранате, чаще он образует тонкие зоны на границе ортопироксена и граната (содержание анортитового компонента 25–30%) (табл. 10). Однако существуют зоны, где количество плагиоклаза резко возрастает, причем, появляются субидиоморфные зерна с полисинтетическими двойниками, содержанием анортитового компонента 16–22%. Эти гранат-ортопироксен-биотит-плагиоклаз-кварцевые участки породы распространены в приконтактовой зоне гранатовых ортопироксенитов.

4.3 Цоизититы

Цоизитсодержащие породы и их преобразованные разновидности представлены среднезернистыми цоизититами и эпидозитами (рис. 32a, б). Для этих пород характерна гнейсовидная либо полосчатая текстура. Микроструктура преимущественно нематобластовая, симплектитовая и пойкилобластовая (рис. 32в–е). Для последней характерно большое количество мелких включений в крупных кристаллах цоизита, клиноцоизита и эпидота.

Цоизит относится к группе цоизита и является главным минералом цоизитовых пород. В рассмотренных породах острова Цоизититовый содержание цоизита достигает 70%. В большинстве случаев цоизит слагает светлые прослои в породе. Его зерна чаще всего имеют удлиненную призматическую форму размером до 6 мм и предпочтительную ориентировку согласную с направлением общей гнейсовидности (полосчатости) породы. В некоторых случаях цоизитсодержащие породы формируют полосы или участки почти мономинерального состава, содержание цоизита и клиноцоизита в которых достигает максимальных значений. Цоизит обладает аномальной синей и коричневой интерфернеционной окраской. Значительная часть зерен обладают контрастной зональностью, которая выражена в изменении интерференционной окраски от центра к краю и некотором увеличении содержания железа до 1–2 мас. %. Часто можно наблюдать картину обрастания крупных кристаллов цоизита каймами клиноцоизита. В исследованных зернах установлены следующие вариации состава: Al₂O₃=31–32 мас. %, FeO=1.08– 2.09 мас. % (табл. 15).



Рис. 32. Цоизититы острова Цоизититовый: а – обнажение массивных цоизититов; б – обнажение эпидозитов с кварцевыми жилами; в – микрофото массивных цоизититов с анализатором; г – крупные кристаллы цоизита ранней генерации (микрофото с анализатором); д – клиноцоизит-кварцевые симплектиты (BSE изображение); е – соотношение крупных зерн эпидота и цоизита (микрофото с анализатором).

Клиноцоизит в шлифах представлен крупными призматическими (2–6 мм) либо небольшими угловатыми кристаллами (0.3–2 мм). Клиноцоизит формирует каймы вокруг крупных зерен цоизита и характеризуется более высоким содержанием окисла железа 3–5%. В некоторых случаях в матриксе породы и на

границе крупных зерен цоизита встречаются кварц-клиноцоизитовые симплектиты (рис. 32д).

Эпидот имеет призматическую (2–5 мм) или округлую форму зерен 0.5–2 мм (рис. 30 е). Эпидот является более поздним минералом, на что указывает его высокий идиоморфизм и наличие в нем амфибол-клинопироксеновых включений 0.2–0.5 мм (рис. 32в). Крупные зерна эпидота обладают зональностью с изменением интерференционной окраски и содержания железа от края к центру. Эпидот парагенетичен с амфиболом и сфеном. В отличие от цоизита характеризуется большими колебаниями содержаний глинозема 24.04–32.02 мас. % и возрастанием FeO до 8 мас. % (табл. 10).

Результаты петрографического изучения цоизититов и пород цоизитплагиоклазового состава позволили установить следующую последовательность образования минералов. Ранними являются плагиоклазы (77–80% An) и диопсид в ассоциации с плагиоклазом (60-64% An). По плагиоклазу развивается цоизит-I первой генерации (рис. 33а) в виде ксеноморфных, субидиоморфных и идиоморфных зерен гомогенного состава с простыми и полисинтетическими двойниками и реже с зональностью. Цоизиты-I содержат 1.8-2.7% Fe₂O₃, X_{Ps} = 0.15 (табл. 10). В ряде случаев в кристаллах цоизита-І наблюдаются включения эпидота-I, а также включения альбита, хлорита и мусковита. Цоизит-II второй генерации представлен в срастаниях кварц-цоизитового симплектита и отдельными зернами тремолита. Цоизиты-II содержат 1.56–1.89% Fe_2O_3 , $X_{Ps} = 0.11$ ($X_{Ps} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al-2)$, рис. 25 б, 26 б). Следующая стадия отмечена образованием эпидота-II генерации, содержащего 5.44-6.94% Fe₂O₃, X_{Ps} = 0.36-0.46 (табл. 10), с последующей кристаллизацией цоизита-III третьей генерации в виде обрастаний мелкими сдвойникованными кристаллами гомогенного состава или в виде альбитцоизитовых симплектитов в ассоциации с альбитом и мусковитом (рис. 33в). Цоизиты-III содержат ~ 1.5% Fe₂O₃, X_{Ps} = 0.09.

Реликты клинопироксена встречаются в виде отдельных призматических зерен, с частичным замещением на границе зернами амфибола (рис. 34a, б). Это замещение наблюдается на корродированных границах клинопироксена с

вростанием амфибола по трещинам. Исследованные клинопироксены отвечают высококальциевым диопсидам.

Амфибол встречается в виде гипидиоморфных зерен в матриксе породы и кайм вокруг реликтов клинопироксена (рис. 34a, б). Проанализированные зерна относятся к группе кальциевых амфиболов и являются тремолитами.



Рис. 33 Три генерации цоизита (клиноцоизита) в цоизититах: а – ранняя генерация идиоморфного цоизита Zo-I (на врезке включение реликтового плагиоклаза); б – вторая генерация цоизита Zo-II в срастаниях с кварцем в симплектитовых образованиях; в – третья генерация цоизита Zo-III в виде мелких шестоватых зерен на границе крупных кристаллов эпидота (BSE изображения).

Плагиоклаз представлен удлиненными или неправильными зернами с округленными или корродированными границами. По отсутствию включений, интенсивным вторичным изменениям плагиоклаза (серитизация, перекристаллизация) и каймам клиноцоизита вокруг него можно предположить, что это реликтовые кристаллы. Химический анализ плагиоклаза показал высокое анортита до 84%, содержание что соответствует битовнитам (табл. 9). Максимальная основность плагиоклаза отмечена В реликтовых зернах, обрамляющихся цоизитом (рис. 34в). Кристаллы плагиоклаза обладают прямой зональностью, которая характеризует падение кальция от центра к краю. На основании этого наблюдения можно предположить, что ранние кристаллы обладали более высокой основностью. Некоторые зерна плагиоклаза частично либо

полностью замещены мозаичными мелкочешуйчатыми агрегатами слюд мусковитселадонитового ряда, среди которых встречается фенгит с содержаниями Si = 3.15– 3.27 к.ф.

Рутил присутствует в виде мелких (0.1 мм) игольчатых, чаще линзовидных зерен. Наличие кристаллов рутила возможно как во включениях в клиноцоизите, цоизите, эпидоте и гранате, так и в межкристаллическом пространстве. Большинство зерен рутила обрастают каймами сфена. Замещение рутила сфеном свидетельствует о регрессивных преобразованиях породы.

Титанит в шлифе часто наблюдается в виде каймы вокруг зерен рутила, но присутствуют и самостоятельные овальные либо линзовидные кристаллы размером 0.3–0.5 мм. Для характерно высокое двупреломление от светло коричневого до коричневого и желто-коричневая искристая интерференционная окраска.



Рис. 34. Микрофото цоизититов: а, б – реликты клинопироксена замещаются амфиболом; в – формирование цоизита по реликту основного плагиоклаза (BSE изображения).

4.4 Метаэндербиты

Метаэндербиты Гридинского комплекса отличаются разной степенью сохранности минеральных парагенезисов гранулитового этапа становления этих пород. Большинство коронарных структур в исследованных образцах в центральной части содержат не ортопироксен, а комплекс минералов, заместивших

его (амфибол, куммингтонит, хлорит, кальцит). Это вызывает некоторые сложности в поиске и отборе перспективных для исследования образцов. Наиболее сохранные располагаются на побережье и островах южнее села Гридино. В данной работе представлены результаты детального изучения образцов о.Прянишная Луда (более сохранные Орх) (рис. 10) и о.Коков-2 (редкие реликты Орх).

В ходе изучения метаэндербитов были установлены три генерации: мелкозернистые, среднезернистые и крупнозернистые (рис. 35). Мелкозернистые эндербиты формируют крупные тела до 500 метров в диаметре и могут содержать будинированные тела амфиболитов, эклогитов, метапироксенитов и других пород Гридинского комплекса (рис. 35а, б). Среднезернистые (рис. 35в, г) и крупнозернистые (рис. 35д, е) метаэндербиты часто прослеживаются в виде жил, которые рассекают как более ранние метаэндербиты, так и будинированные тела амфиболитов.

Ортопироксен в метаэндербитах Гридинского комплекса чаще всего частично либо полностью замещен вторичным хлоритом и кальцитом (рис. 36а). Однако в ходе изучения образцов острова Прянишная Луда были обнаружены хорошо сохранившиеся зерна ортопироксена, причем впервые обнаружены две их генерации (рис. 36б). Первая – крупные гипидиоморфные кристаллы (до 1.5 мм) (рис. 36в) из центральной части коронарных структур. Эти зерна обрастают амфиболом, плагиоклазом и кварцем. Предположительно эти ортопироксены являются реликтами ранней минеральной ассоциации. Вторая генерация представлена более мелкими ксеноморфными зернами (до 0.2 мм) (рис. 36г), которые приурочены к внутренней границе гранатовых «корон». Данные ортопироксены находятся в равновесии с кристаллами граната, плагиоклаза, амфибола и биотита. Вероятнее всего, формирование второй генерации ортопироксена связано с этапом метаморфического преобразования пород в области повышенных температур. По химическому составу ортопироксен отвечает энстатиту с вариациями железистости 36–38% (рис. 37а, табл. 14).

78



Рис. 35. Метаэндербиты Гридинского комплекса: а, б – ранняя мелкозернистая генерация; в, г – жильные среднезирнистые метаэндербиты второй генерации; д – секущая крупнозернистая жила метаэндербитов наиболее поздней генерации; е – макрофото крупнозернистых метаэндербитов.

Зерна граната (0.1–0.5 мм) формируют коронарные структуры вокруг Орх-Hbl-Bt-Pl-Qz минеральной ассоциации. В строении гранатовых корон можно выделить две генерации. Первой соответствует внутренняя зона коронарных структур. Данные гранаты отличаются неправильной формой с сильно корродированными границами и большим содержанием мелких включений кварца, биотита. На контакте происходит формирование округлых зерен ортопироксена второй генерации, а также биотита, кварца, амфибола и реже клинопироксена. Вторая генерация граната приурочена к внешней границе корон. Она отличается резким уменьшением количества включений и более правильной формой зерен на контакте с вмещающими гранитойдами. В составе граната преобладают альмандиновый (35–47%) и пироповый (30–36%) миналы, концентрация гроссуляра 15–23% (рис. 376, табл. 7).



Рис. 36. Коронарные структуры в метаэндербитах: а – замещение реликтового ортопирроксена поздними кальцитом и роговой обманкой (фото в проходящем свете); б – коронарная структура метаэндербитов; в – крупный ранний ортопироксен в центральной части коронарных структур; г – вторая генерация ортопироксена в краевой части коронарных структур (BSE изображения).



Рис. 37. Диаграммы составов минералов из метаэндербитов: а – ортопироксен (табл. 14) (Morimoto et al., 1988); б – гранат (табл. 7); в, г – амфибол (табл. 13) (Leake at al., 1997); красные точки – метаэндербиты о.Прянишная Луда, серое поле – другие метаэндербиты Гридинского комплекса).

Амфибол в центральной части коронарных структур образует каймы вокруг крупных зерен ортопироксена. В менее сохранных породах амфибол замещает ортопироксен и заполняет большую часть «корон». Он развит в виде ксеноморфных или призматических зерен с зубчатыми или игольчатыми концевыми гранями. Куммингтонит совместно с хлоритом участвует в псевдоморфном замещении ортопироксена. Пластинки магнезиальной роговой обманки, чермакита и паргасита облекают ортопироксен либо куммингтонитхлоритовые псевдоморфозы (рис. 36а, 37в, г, табл. 13). Первая кайма вокруг ортопироксена имеет кварц-амфиболовый состав и симплектитоподобную структуру, что указывает на декомпрессионные условия ее кристаллизации (Сибелев и др., 2013).

Плагиоклаз и кварц формируют вытянутые участки мелкозернистых изометричных зерен мозаичной структуры. Данные минералы совместно с редкими находками биотита составляют основную ткань породы. Плагиоклаз представлен олигоклазом с колебанием анортитового компонента 21–31% (табл. 10).

Хлорит встречается в центральной части коронарных структур, где участвует в строении псевдоморфоз по ортопироксену, и развит в виде чешуйчатых агрегатов. Хлорит замещает ортопироксен на ранней стадии преобразования с последующим замещением его на поздних этапах метаморфизма куммингтонитом и карбонатом. Хлорит отличается повышенной железистостью при относительно невысоком содержании кремнезема, относится к пикнохлориту и диабантиту.

ГЛАВА 5. Р-Т ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА И ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ТРЕНДЫ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА

5.1 Эклогиты Столбихи

Для термобарометрческих расчетов использованы образцы эклогитов-1 (обр. CT-1) и эклогитов-2 (CT-2). Эти породы содержат как высокобарный парагенезис Qz-Rt-Omp-Grt (±Zo, Ky) эклогитовой фации, так и продукты его ретроградного изменения Bt-Hbl-Pl-Di-Grt. В ходе детального петрографического изучения данных пород обнаружены различия в истории их метаморфических преобразований.

Полосчатые измененные эклогиты-1 отличаются высокой степенью ретроградных метаморфических преобразований, которые преимущественно связаны с образованием нескольких конфигураций диопсид-плагиоклазовых симплектитов по раннему омфациту. Симплектитовые диопсид-плагиоклазовые сратания наиболее распространены в светлых полосах эклогитов-1, где они имеют предпочтительную оринтировку. В некоторых случаях они замещаются роговой обманкой и биотитом в краевых частях симплектитов. Зоны темных прослоев в эклогитах-1 отличаются преобладанием роговой обманки в составе в результате полного либо частичного замещения диопсид-плагиоклазовых симплектитов. В таких породах прослеживаются неориентированные диопсид-плагиоклазовые симплектиты, которые были сформированы по омфациту с содержанием жадеитового компонента более 24% (по результатам площадного химического анализа симплектитов).

Гранаты отличаются вытянутой овальной формой зерен, удлинение которых совпадает с общей ориентировкой симплектитов. Для определения температур и давлений ретроградных метаморфических преобразований эклогитов-1 использовалась минеральная ассоциация Qz-Grt-Cpx-Hbl-Pl(±Bt). По результатам P-T расчетов преобразование пород происходило в области повышенных температур 750–900°C и давления 14–11 кбар, связанных с декомпрессионной

стадией ретроградного преобразования Гридинского комплекса в области высокобарной гранулитовой фации (давления и температуры рассчитаны программой TWQ (Berman, 1991) с использованием программ TWQ_Comb и TWQ View Д.В. Доливо-Добровольского).

Рекликтами раннего эклогитового парагенезиса в эклогитах-1 выступают включения омфацита (28% Jd), кварца и рутила в гранате. Они сосредоточены в центральной части крупных зерен, бронирующиейся краевой однородной (без включений) зоной Данный роста граната. минеральный парагенезис сформировался при T = 750°±50°С и P = 14±1 кбар по Cpx-Grt геотермометру (Powell, 1985) и определению давления по содержанию Jd в Cpx (Holland, 1980). Оценки Р-Т параметров методом псевдосечений для эклогитов-1 обр. СТ-1Б (рис. 38) для пересечения изоплет составов граната (X_{Prp} и X_{Grs}) и изоплет омфацита (X_{Ca}=Ca/(Ca+Na) и X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺)) локализуют область формирования гранатомфацитового парагенезиса в интервале температур 710-740°С и Р=12-14 кбар. Эти данные свидетельствуют о раннем эклогитовом метаморфизме пород в пограничной зоне эклогитовой И высокобарной гранулитовой фаций метаморфизма. Относительно невысокие Р-Т параметры, расчитанные для ретроградно преобразованных эклогитов-1, могут быть связаны с метаморфизмом породы в области гранулитовой и амфиболитовой фаций. Более высокие Р-Т условия получены для реликтов эклогитового парагенеза (Omp, Qz, Rt, ±Zo, Ky), которые сохранились только в минералах-контейнерах (центральных частях гранатов).

Оценки объема расплава при помощи программы PhasePlot для пиковых параметров (P = 14 кбар, T = 750°C) метаморфизма эклогитов-1 указывают на отсутствие плавления в системе. Доля расплава составляет 0.22 мас.%.

Однородные поздние эклогиты-2 характеризуются более сложным полиэтапным метаморфическим преобразованием. Несмотря на наличие хорошо сохранившегося гранат-омфацитового парагенезиса, петрографические наблюдения указывают на более позднее формирование эклогитов-2 относительно эклогитов-1. В однородных эклогитах-2 выделены четыре основных этапа преобразования и соответствующие им минеральные парагенезисы.



Рис. 38. Р–Т псевдосекция в системе NCTiFMMnASHO для эклогита-1, обр. СТ-1Б. Цветными линиями показаны изоплеты составов Grt и Cpx. Желтым квадратом обозначена область пересечения изоплет Grt и Cpx.

1. Реликтами наиболее раннего минерального парагенезиса являются включения диопсид-плагиоклазовых симплектитов, заключенные В монокристаллах омфацита. Диопсид-плагиоклазовые симплектиты развиваются в декомпрессионных условиях только за счет омфацита (Myson, Griffin, 1973), предположительно раннего омфацита-1. Эта стадия раннего ретроградного метаморфизма связана с преобразованием омфацита по схеме Omp-1 \rightarrow (Di+Pl)-1. Повторная пород способствует обрастанию эклогитизация данных этих симплектитов более поздним кристаллом омфацита-2, вероятно, в результате реакции Di-1 + Pl → Omp-2 + Qz. Наличие резких границ перехода между симплектитами и минералом-контейнером, а также присутствие сростков нескольких симплектитов-включений, исключают формирование этих симплектитов по омфациту-2. Данные находки, вероятно, являются реликтами, которые остались после замещения ретроградно преобразованых полосчатых эклогитов-1 более поздними эклогитами-2.

2) Прогрессивный этап преобразования однородных эклогитов-2 привел к формированию доминирующего гранат-омфацитового минерального парагенезиса. Эклогиты-2 содержат участки с крупными зернами граната и омфацита, которые имеют непосредственные контакты. Дополнительным критерием синхронного формирования является наличие включений омфацита в промежуточной зоне граната. Оценки Р-Т условий по классическим термометрам и барометрам (прил. 2) данного этапа подтверждают эклогитовую природу этого парагенезиса T = 700-820°C и P = 14-17 кбар. Эти данные хорошо коррелируются с оценками условий метаморфизма для одродных эклогитов Столбихи Т = 695-755°С и P < 18 кбар, полученных с использованием псевдосечений (Yu et al., 2017). Комплекс этих данных надежно фиксирует наличие высокобарного метаморфизма в области эклогитовой фации. Полученные Р-Т оценки метаморфических преобразований Столбихи являются максимальными для эклогитов И соответствуют второму этапу эклогитизации.

3) Ретроградный этап изменения породы связан с переходом омфацита в диопсид, сопровождающийся образованием диопсид плагиоклазовых симплектитов и их переходом от «грубых» к «тонким». Стадии такого ретроградного преобразования происходят по схеме Omp-2 \rightarrow (Di+Pl)-2. Формирование симплектитов приурочено к краевым частям зерен омфацита, где прослеживается плавное снижение жадеитового компонента от омфацита к диопсиду. Следующая фаза метаморфизма соответствует более поздним преобразованиям по схеме Grt + Cpx + H₂O \rightarrow Amp + Pl. Это прослеживается в краевых зонах симплектитов, где происходит частичное либо полное замещение

роговой обманкой, реже биотитом. В гранате этому этапу соответствует краевая зона с редкими включениями роговой обманки, диопсида, плагиоклаза и кварца. Для Qz-Grt-Hbl-Pl-Cpx минеральной ассоциации определены P-T параметры T = 750–850°C и P = 12–14 кбар методом мультиравновесной термобарометрии (прил. 2). Приведенные выше параметры свидетельствуют о снижении давления и некотором увеличении температур в ходе ретроградного изменения эклогитов-2 в области высокобарной гранулитовой и позднее высокобарной амфиболитовой фаций метаморфизма.

Поздняя стадия ретроградной трансформации эклогитов-2 связана с приконтактовыми изменениями на границе с вмещающими гнейсами. В этой зоне отсутствуют реликты эклогитового паргенезиса. Порода преимущественно амфиболового состава с высоким содержанием новообразованного биотита и редкими находками клинопироксена. Для граната характерна ксеноморфная форма с резко резорбированными границами и каймами обрастания плагиоклаза. Для Qz-Grt-Cpx-Pl-Hbl минеральной ассоциации определены T = 600-650 °C и P = 8-11 кбар методом мультиравновесной термобарометрии (прил. 2). Установленные P-T параметры связаны с ретроградными изменениями в области амфиболитовой фации метаморфизма и характеризуют наиболее поздние изменения породы.

На основе комплекса петрографических и термобарометрических данных построены два тренда метаморфических преобразований для полосчатых эклогитов-1 и однородных эклогитов-2 (рис. 39а–д). Они отражают ретроградные преобразования породы от эклогитовой до амфиболитовой фаций метаморфизма с характерным движением «по часовой стрелке».

Оценки объема расплава, рассчитанные для этапов преобразования (P = 12– 17 кбар, T = 600–850°C) эклогитов-2, не превышают 0.5 мас.%, что попадает в пределы ошибки расчетов и указывает на отсутствие плавления в системе.



Рис. 39. Результаты термобарометрических исследований эклогитов Столбихи: а – TWQ-диаграмма, построенная для Grt+Cpx+Hbl+Pl+Qz паргенезиса из полосчатых преобразованных эклогитов-1; б, в – TWQ-диаграммы, построенные для Grt+Cpx+Hbl+Pl и Grt+Cpx+Hbl+Pl+Qz паргенезисов из однородных эклогитов-2; г – TWQ-диаграмма, построенная для Grt+Hbl+Pl+Qz парагенезиса из преобразованных эклогитов краевой части будины; г – тренды метаморфических преобразований эклогитов Столбихи на P-T диаграмме (Bucher, Grapes, 2011) : зеленый тренд – полосчатые эклогиты-1, красный тренд – однородные эклогиты-2.

5.2 Эклогиты Самылино

Метаморфические преобразования эклогитов Самылино сопоставимы с рассмотренными выше однородными эклогитами-2 о.Столбиха. Породы обладают близкими текстурными, структурными и минералогическими характеристиками. Для термобарометрических расчетов использовался образец эклогитов GR170 из центральной части тела. Наличие крупных зональных порфиробластов граната в этом образце позволяет достаточно детально восстановить P-T условия метаморфических преобразований пород, используя зоны роста граната и их набор минеральных включений.

1) Ранний парагенезис метаморфических минералов, представленный диопсид-плагиоклазовыми симплектитами, сохранился только во включениях внутри монокристаллов граната и омфацита. Необходимо подчеркнуть, что в симплектитов эклогитах Самылино включения диопсид-плагиоклазовых располагаются не только в центральных частях монокристаллов омфацита, но и в центральноых частях отдельных зерен граната. Омфацит и особенно гранат бронировали включения диопсид-плагиоклазовых симплектитов ОТ всех последующих ретроградных изменений эклогитов. Отсюда следует вывод, что в рассматриваемом случае эти симплектиты заместили омфацит-1 в процессе ретроградных преобразований ранних эклогитов, предшествовавших позднему проявлению эклогитового метаморфизма-2. Включения широкому таких симплектитов, вероятно, сохранились в результате резкого изменения условий метаморфизма И быстрого обрастания симплектитов новообразованным омфацитом за счет реакции $Di-1 + Pl \rightarrow Omp-2 + Qz$.

Наиболее ранний парагенезис Cpx–Pl (±Hbl, Qz), сохранившийся в центральной части граната, отражает этап ретроградного преобразования эклогитов-1, и является продуктом распада омфацита-1 по реакции Omp-1 \rightarrow (Di+Pl)-1. Результаты P-T расчетов с использованием программного комплекса TWQ показывают, что это парагенезис сформировался при T = 700–760°C и P = 12–14.5 кбар в переходной зоне эклогитовой и высокобарной гранулитовой фаций

метаморфизма. Эти значения хорошо согласуются с P-T параметрами, расчитанными для ранних эклогитов Столбихи.

Прогрессивный 2) этап сопровождается формированием гранатомфацитового минерального парагенезиса. Близкими по времени формирования явлются рутил, цоизит, кварц и кианит, которые заключены в центральной части граната. Такие преобразования могли происходить по реакции Alm + Di + Pl ± Amp \rightarrow Py + Omp + Qz \pm Zo, Ky. Смена ретроградной стадии раннего эклогитового метаморфизма прогрессивной стадией позднего эклогитового метаморфизма отражается в резкой границе между включениями ранних диопсид-плагиоклазовых симплектитов и вмещающими их омфаците и гранате, а также в изменении химической зональности граната с включением ранних симплектитов. К минералам позднего эклогитового метаморфизма также отнесены зерна граната с мелкими и крупными включениями омфацита (крупные монокристаллы омфацита парагенетичны включениям омфацита в гранате).

Согласно Р-Т расчетам с использованием классических термометров и барометров включения омфацита и окружающего их граната в промежуточной зоне кристаллов образовались при T = 710–820°C и P = 14–16 кбар. Дополнительные оценки Р-Т параметров образования Grt-Omp минерального парагенезиса сделаны с помощью валового состава породы (обр. GR170) методом псевдосечений (прил. 3). Центральные части граната с Zo-Grt-Ky-Ry-Qz±Cpx, Amp минеральным парагенезисом могли формироваться при более высоких давлениях (около 18 кбар) в области эклогитовой фации (поле отмечено желтой звездой на рис. 40). Изоплеты составов промежуточной (рис. 40) части граната (X_{Prp} и X_{Grs}) и изоплеты омфацита (X_{Ca} =Ca/(Ca+Na) и X_{Mg} =Mg/(Mg+Fe²⁺)) пересекаются в узкой области при T = 750–800°C и P = 15–16 кбар. Такие параметры указывают на увеличение температуры и давления при формировании гранат-омфацитового парагенезиса на этапе эклогитового метаморфизма-2.

3) Третий этап метаморфизма включает в себя ретроградные изменения после образования поздних эклогитов. На первой стадии они маркируются образованием «толстых» симплектитов, которые постепенно замещали порфиробласты

кристаллов омфацита и окаймляли их. В свою очередь, «толстые» симплектиты в дальнейшем были частично замещены «тонкими» сростками диопсида и плагиоклаза. При этом уменьшение толщины симплектитов сопровождалось снижением содержания в диопсиде жадеитового компонента. Такое изменение размерности и состава сростков свидетельствует о последовательном снижении давления в ходе декомпрессии пород (Joanny et al., 1991). В гранате этому этапу соответствует краевая зона с редкими включениями поздних зерен диопсида, плагиоклаза, кварца и роговой обманки.

Вместе с образованием симплектитов начинается процесс амфиболизации внутренних и особенно краевых частей будины, образуется минеральный парагенезис Grt+Di+Hbl+Pl и происходит переход ко второй стадии ретроградного метаморфизма Grt + Cpx + $H_2O \rightarrow Amp + Pl$. При дальнейшем снижении P-T условий амфиболизация усиливается и во многих местах приводит к полному уничтожению минеральных парагенезисов позднего эклогитового метаморфизма.

Краевая зона граната и парагенетичные ретроградныее минералы, представленные диопсидом, роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем, сформировались при T = 650-750°C и P = 8.5-12 кбар по данным расчетов в программном комплексе TWQ. В интенсивно амфиболизированных участках эклогитов Самылино установлены параметры амфиболитовой фации метаморфизма, стадией наиболее ретроградных связанные co поздних преобразований породы.

Оценки объема расплава, рассчитанные для этапов преобразования (P = 8.5 - 16 кбар, T = 650 - 820°C) эклогитов Самылино, не превышают 0.41 мас.%, что указывает на отсутствие плавления в системе.



Рис. 40. Р–Т псевдосекция в системе NCTiFMMnASHO для эклогита, обр. GR170. Цветными линиями показаны изоплеты составов Grt и Cpx. Желтым квадратом обозначена область пересечения изоплет Grt и Cpx, желтая звезда – вероятная область формирования Grt-Cpx-Ky-Rt-Qz минеральной ассоциации в центральной части гранатов.

По расчитанным значениям температур и давлений для трех основных этапов становления эклогитов Самылино построен метаморфический тренд «по часовой стрелке» (рис. 41). Ранние преобразования породы связаны с ретроградным метаморфизмом эклогитов-1 Самылино, которые сопоставимы с полосчатыми эклогитами-1 Столбихи. Поздние преобразования породы отражают ветвь ретроградных изменений эклогитов-2 с преходом от эклогитовой к высокобарной гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма, что практически полностью соответствует метаморфизму однородных эклогитов-2 Столбихи.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что поздний (около 1.9 млрд лет) эклогитовый метаморфизм в Гридинском комплексе происходил при P = 14–17 кбар и T = 700–820°C, что фиксируется в будинированных телах эклогитов на участках Столбиха и Самылино. Этот же метаморфизм установлен и в дайках базитов, эклогитизация которых происходила при P = 18–30 кбар и T = 660–860 °C (Слабунов и др., 2011; Березин и др., 2012; Perchuk, Morgunova, 2014).



Рис. 41. Результаты термобарометрических исследований эклогитов Самылино: а – TWQ-диаграмма, построенная для центральной части граната с Grt+Hbl+Pl+Qz паргенезисом; б – P-T параметры формирования промежуточной части граната с Grt+Omp парагенезисом; в – TWQ-диаграмма, построенная для краевой части граната с Grt+Hbl+Pl+Qz паргенезисом; г – тренд метаморфических преобразований эклогитов Самылино (ранний этап – зеленая точка, поздние изменения – синий тренд и точки) на P-T диаграмме (Bucher, Grapes, 2011).

5.3 Гранатовые ортопироксениты

Крупные зерна граната и ортопироксена слагают большую часть породы. Наличие таких крупных зерен позволило использовать классический метод для расчета Р-Т параметров метаморфизма с использованием минеральных пар центральных и краевых частей зерен граната и ортопироксена (рис. 42). За центральную часть граната принят геометрический центр зерен, обогащенный включениями кварца (в краевой зоне включения кварца пракически отсутствуют). В зернах ортопироксена химическая и по составу минеральных включений зональность не позволяет определить центр зерна, поэтому центр определен по морфологии зерен. Дополнительно в расчетах использовались парагенетичные минералы-включения, расположенные в центральных и краевых частях зерен.

1) Формирование граната могло происходить в результате замещения первичных магматических минералов согласно реакциям $En + Pl \rightarrow Grt + Di + En_{>Fe}$, $En + Alm \rightarrow Prp + Fs$. Первому этапу метаморфических преобразований соответствуют ядерные части граната и ортопироксена, а также когенетичные им минеральные включения кварца.

Для оценки P–T условий использовались Grt-Opx геобарометр и геотермометр (Harley, 1984а, б) и Grt-Opx термобарометр (Aranovich, Podlesskii, 1989). Использовались химические составы центральных частей кристаллов, которые имеют непосредственный контакт друг с другом. В результате получены высокие показатели давления и температуры их формирования: 18–23.5 кбар и 750–800°C по S.L. Harley (1984); 20–25.5 кбар и 750–850°C по L.Y. Aranovich, K.K. Podlesskii (1989). Эти данные хорошо согласуются с данными расчетов методом мультиравновесной термобарометрии P = 24 кбар и T = 800°C (рис. 43а). Такие значения давления и температуры отражают условия зоны эклогитовой фации метаморфизма, приближенной к линии перехода кварц-коэсит.

2) Второй этап метаморфизма связан с ретроградными преобразованиями и ростом промежуточной и краевой частей крупных порфиробластов граната и ортопироксена. Парагенетичными минералами в этих частях граната и ортопироксена выступают включения плагиоклаза, кварца, роговой обманки,

клинопироксена. Такие минеральные изменения породы могут быть связаны с реакцией En + Alm → Prp + Di (Cum).

Оценки Р-Т условий метаморфизма промежуточных и краевых частей свидетельствуют о снижении условий формирования Grt-Opx минеральной ассоциации: 17.5–12 кбар и 600–750°С (Harley, 1984а, б); 14–24.5 кбар и 720–830°С (Aranovich, Podlesskii, 1989) (рис. 42). Снижение фиксируется и расчетами методом мультиравновесной термобарометрии P = 15 кбар и T = 720°С (в расчеты включен химический состав парагенетичного диопсида) (рис. 43б).

На поздней стадии ретроградных изменений отмечается амфиболизация отдельных участков породы и интенсивные изменения на контакте с вмещающими метаэндербитами. Формирование таких амфиболсодержащих парагенезисов Qz+Pl+Grt+Hbl происходило при P = 5–7.5 кбар (по Hbl-reoбарометру, Hollister, 1987) и T = 500–650°C (по геотермометрам \Box Pl+Hbl+Qz, Blundy, Holland, 1990 и Grt+Hbl, Wells, 1979). По расчетам методом мультиравновесной термобарометрии Qz+Pl+Grt+Hbl парагенезис образовался при давлении 8 кбар и темпреатуре 600°C в условиях высокобарной амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 43в).

Метаморфический тренд гранатовых ортопироксенитов характеризует изменение пород в условиях высокобарной эклогитовой фации и последующие ретроградные преобразования в условиях эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (рис. 43в). Классический и мультиравновесный методы расчета Р-Т параметров указывают на наличие высоких показателей давления и температуры при формировании Grt-Opx минерального парагенезиса.

Полученные данные согласуются с результатами Р-Т расчетов (Р = 17 кбар, Т = 690 °C) более ранних работ (Моргунова, Перчук, 2012; Сердюк, 2013), и свидетельствуют о том, что в Гридинском комплексе формирование гранатовых ортопироксенитов происходило в области эклогитовой фации метаморфизма с последующим ретроградным преобразованием в условиях высокобарной амфиболитовой фации.

Оценки объема расплава, рассчитанные для этапов преобразования (P = 15 кбар, T = 720°C) гранатовых ортопироксенитов, не превышают 0.34 мас.%, что указывает на отсутствие плавления в системе.



Рис. 42. Тренд метаморфических преобразований гранатовых ортопироксенитов на Р-Т диаграмме (Максимов, 2014). Стрелки отражают изменение Р-Т условий от центра к краю зерен Grt и Opx. Линия Ky-Sil проведена по (Holland, Powell, 1990); линия Coe-Qz по (Bohlen, Boettcher, 1982); границы эклогитовой (Э), гранулитовой (Гр) и амфиболитовой (А) фаций (Cloos,1993).



Рис 43. термобарометрических Результаты исследований гранатовых ортопироксенитов о.Прянишная Луда: а – ТWQ-диаграмма, построенная для центральных частей зерен Grt и Орх; б – ТWQ-диаграмма, построенная для промежуточной части зерен с Grt+Opx+Cpx+Pl+Qz парагенезисом; в - TWQдиаграмма, построенная для краевой части зерен с Grt+Hbl+Pl+Qz паргенезиом; г – тренды метаморфических преобразований гранатовых ортопироксенитов (оранжевый) Прянишной Луды на Р-Т диаграмме (Bucher, Grapes, 2011).

5.4 Цоизититы

Сложность определения Р-Т условий метаморфизма цоизититов и цоизитплагиоклазовых пород заключается в том, что цоизиты (± эпидоты) являются минералами, представляющими крайне ограниченную возможность использования геотермометров качестве геобарометров. ИХ В И Тем более, что ПО петрографическим данным взаимоотношения цоизитов и эпидотов не носят эпитаксический характер, что позволяет считать их дискретными образованиями, соответствующими разным Р-Т параметрам.

97

Вариации состава в группах ромбический цоизит – моноклинные клиноцоизит-эпидот-пистацит характеризуются изовалентным замещением $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$, обозначаемым мольной фракцией $X_{Ps} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al-2)$ (Deer et al., Экспериментальные В $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$ 1986). данные системе Ca₃Al₂Fe³⁺Si₃O₁₂(OH) (Raith, 1976; Enami, Banno, 1980; Prunier, Hewitt, 1985; Franz, Selverstone, 1992) позволили авторам сделать заключение о зависимости содержания Fe³⁺ в сосуществующих цоизитах и клиноцоизитах от температуры. Г. Франц и Дж. Селверстоун (Franz, Selverstone, 1992) обратили внимание и на повышение содержаний Fe³⁺ в цоизитах и клиноцоизитах с увеличением давлений. Однако, более конкретные данные зависимости содержаний Fe³⁺ в цоизитах от P и Т были получены А. Брунсманном и др. (Brunsmann et al., 2002) по результатам экспериментальных исследований в системе CaO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CFASH).

Для определения P-T условий образования трех генераций цоизитов в цоизититах Гридинской структуры были использованы результаты этих экспериментов, целью которых было изучение фазовых равновесий цоизитов и клиноцоизитов в системе CFASH. Однако максимальные значения Fe^{3+} в цоизитах, по данным авторов, могут быть использованы для вычисления приблизительного минимума P-T условий их образования даже в породах, не содержащих клиноцоизита (Brunsmann et al., 2002). Для расчета P и T в таком случае использовалось уравнение $X_{Ps}^{max} = 1.9 * 10^{-4} T + 3.1 * 10^{-2} P - 5.36*10^{-2}$ при известных значениях одного из параметров (Brunsmann et al., 2002).

Поскольку прямыми данными о температурах образования цоизитов разных генераций мы не располагали, используются результаты определения температур образования акцессорных минералов – рутилов и титанитов (Zr-геотермометры, Watson al., 2006a, б), et которые ПО данным минералогического И петрографического изучения цоизититов и эклогитов кристаллизуются В парагенезисе с породообразующими минералами разных этапов метаморфической эволюции. В процессе прогрессивной стадии метаморфизма цоизититов эти минералы были образованы в температурном интервале 570-820°С.

Для $X_{Ps} = 0.15$ по экспериментальным данным при давлении 23 кбар температура соответствует 750 °С. Из этого следует, что Р-Т значения могут определять минимальные условия образования цоизитов первой генерации (рис. 44a, б). Ретроградные Р-Т условия преобразования цоизититов установлены с использованием зависимости изоплет постоянного содержания X_{Ps} от температуры и давления, а также приведенное ранее уравнение (Brunsmann et al., 2002). Вторая генерация цоизита с содержанием $X_{Ps} = 0.11$ сформировалась при P = 13 кбар и T = 650°С, третья генерация цоизита с содержанием $X_{Ps} = 0.09$ при P = 10 кбар и T = 600°С. Положение полученных Р-Т параметров на пограничной линии, разделяющей поля устойчивости цоизита и цоизита + клиноцоизита, при (max) отражает для цоизитов минимальные их значения, определенные с погрешностью $\Delta T = \pm 50°$ С, $\Delta P = \pm 3$ кбар (Brunsmann et al., 2002). Ранее (Liebscher et al., 2007) данные эксперимента (Brunsmann et al., 2002) были использованы при определении P-T условий трех стадий формирования цоизитовых пегматитов массива Мюнчберг, Германия.

Таким основных образом, В цоизититах выделены три этапа метаморфических преобразований. На Р-Т диаграмме цоизититы имеют метаморфический тренд «по часовой стрелке». На раннем этапе эклогитового метаморфизма формируется Zo-I при P = 13 – 23 кбар и T = 590–820°C в условиях фации. Формированию цоизита предшествовали первичные эклогитовой изменения протолита (анортозитов), связанные с образованием мусковита и фенгита по основному плагиоклазу: $Pl + H_2O + K_2O + Na_2O \rightarrow слюды + Pl$. После образование цоизита первой генерации этого происходит в условиях прогрессивного метаморфизма по реакции Pl + слюды + $H_2O \rightarrow Zo-I + Qz + K_2O +$ преобразования цоизититов Na_2O . Второй этап отражает ретроградный метаморфизм в области эклогитовой и амфиболитовой фаций (Zo-II – P = 12 кбар, T = 600°C). Критерием высокобарного происхождения цоизититов данной генерации являются Czo-Qz симплектиты, парагенетичные второму цоизиту. В метаморфических породах их образование связывают с разрушением граната, пироксена, плагиоклаза, амфибола (Enami et al., 2004; Ravna, Roux, 2006).

Клиноцоизит-кварцевые симплектиты описываются как высокобарические (Schmidt, Poli, 2004) и сверхвысокобарические образования в мигматитах (Korsakov et al., 2002; Корсаков и др., 2006). Начальное образование клиноцоизит-кварцевых симплектитов, вероятно, можно описать реакциями с участием клинопироксена и привносом Na₂O и K₂O, которые поступали из вмещающих гранитоидов. Возможные реакции, при которых формировался цоизит второй генерации и клиноцоизит-кварцевые симплектиты: Cpx + Pl + флюид \rightarrow Zo + Amp + Qz, Pl + H₂O + CaO \rightarrow Zo + Qz + Ep + Na₂O, Di + H₂O + SiO₂ \rightarrow Tr + CaO. Поздний этап ретроградных изменений происходил с образованием Zo-III и альбита при P = 8 кбар и T = 570°C, согласно реакции Pl + H₂O + Na₂O \rightarrow Zo + Ab.



Рис. 44. Результаты термобарометрических исследований цоизититов о.Цоизититовый: а – условия образования трех генераций цоизитов на проградном и ретроградных этапах на основе геотермобарометра (Brunsmann et al., 2002; $X_{Ps} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al-2))$; б – Р-Т тренд цоизититов (желтый) на Р-Т диаграмме (Bucher, Grapes, 2011).

5.5 Метаэндербиты

В проанализированных образцах метаэндербитов прослеживается общая закономерность в смене минеральных ассоциаций в коронарных агрегатах при движении от центра к краю Opx \rightarrow Hbl-Qz-Pl \rightarrow Hbl-Qz-Opx-Bt-Grt \rightarrow Grt. При этом параллельно протекает процесс замещения ортопироксена Opx \rightarrow Cum \rightarrow Chl \rightarrow Cal (Сибелев и др., 2012).

Реликты раннего парагенезиса представлены только крупными зернами ортопироксена, сохранившимися в центральных частях коронарных структур. Данные ортопироксены косвенно свидетельствуют о высоких температурах преобразования пород на этапе становления эндербитов. Отсутствие парагенетичных минералов с ранней генерацией ортопироксена не позволяет оценить P-T условия его формирования.

Замещение раннего ортопироксена и формирование внутренней части гранатовой каймы характеризуют второй этап преобразования пород. Образуется вторая генерация ортопироксена и парагенетичные ему гранат, плагиоклаз, кварц и биотит. Согласно расчетам методом мультиравновесной термобарометрии Bt+Grt+Opx+Pl+Qz(±Hbl) парагенезис сформировался при давлении 10.7 кбар и температуре 740°C (рис. 45а, б). Эти значения указывают на метаморфические преобразования пород в переходной области высокобарной гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Внутренняя и внешняя зоны кайм граната формируются на поздней стадии метаморфизма при соответствующей реакции En + Pl + H2O \rightarrow Grt + En>Fe + Amp. Совместно с гранатом встречаются парагенетичные кварц, плагиоклаз и роговая обманка. Образование Qz+Pl+Hbl+Grt парагенезиса происходило при значительном снижении условий метаморфизма P = 7.5 кбар и T = 630°C в ходе ретроградного метаморфизма в области амфиболитовой фации (рис. 43).

Рассмотренные выше данные не позволяют надежно определить Р-Т условия образования ранней минеральной ассоциации, которая соответствует этапу становления эндербитов. Однако можно предположить, что их формирование

происходило во время декомпрессии пород Гридинского комплекса в условиях гранулитовой фации. Формирование повышенных температур внутренней гранатовой каймы и второй генерации ортопироксена может свидетельстовать о некотором увеличении давления относительно первого этапа. Более поздние ретроградные преобразования характеризуют ретроградные изменения породы в условиях амфиболитовой фации. Одновременно происходит частичное либо полное замещение кристаллов реликтового ортопироксена минеральной ассоциацией поздних этапов метаморфизма – Hbl, Pl, Qz, Chl и Cal.

Общий Р-Т тренд (рис. 45в) для метаэндербитов характеризует их ретроградные изменения «по часовой стрелке». Такие вариации Р-Т условий хорошо коррелируются с ретроградными преобразованиями эклогитов Столбихи и Самылино, а также других пород комплекса.



Рис. 45. Результаты термобарометрических исследований метаэндербитов о.Прянишная Луда: а – TWQ-диаграмма для Grt+Opx+Pl+Bt+Qz парагенезиса внутренней части коронарных структур; б – TWQ-диаграмма для Grt+Hbl+Pl+Qz парагенезиса краевой части коронарных структур; в – тренд метаморфических преобразований метаэндербитов (фиолетовый) на P-T диаграмме (Bucher, Grapes, 2011).

ГЛАВА 6. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА

6.1 Эклогиты Столбихи

Полосчатые эклогиты-1. Согласно литературным данным, в ранних полосчатых эклогитах установлены цирконы архейского возраста (Володичев и др., 2004; Li et al., 2015). Циркон в полосчатых эклогитах представлен ровными, бесцветными и незональными зернами (рис. 46а), характерными для гранулитов и эклогитов (Бибикова, 1989; Corfu et al., 2003). Оценки U-Pb возраста этих цирконов (2721±8 млн лет) интерпретируются как возраст метаморфизма (Володичев и др., 2004). Кроме эклогитовой фации того, одна ИЗ проанализированных генераций граната в этих породах имеет архейский 2.7 млрд лет (U-Pb TIMS) возраст (Каулина и др., 2005).

В работе Ли и соавторов (Li et al., 2015) изучены метаморфические цирконы из полосчатых эклогитов с характерной елочной зональностью в CL-изображении. Распределение РЗЭ оказалось близкими к таковым для цирконов из гранулитов и эклогитов с обеднением тяжелыми редкоземельными элементами. По результатам U-Pb датирования эти цирконы разделились на две возрастные группы: 2607±44 млн лет и 2698±28 млн лет. Авторы предполагают, что формирование циркона с возрастом 2698 млн лет соответствует метаморфизму эклогитовой фации. Однако во всех этих метаморфических цирконах включения омфацита не были обнаружены. Ядра цирконов с возрастом 2761±73 млн лет были отнесены авторами к магматическому протолиту.



Рис. 46. Цирконы из полосчатых эклогитов: а – округлые цирконы с возрастом 2.7 млрд лет (изображение в проходящем свете, Володичев и др., 2004); б – зональные в CL-изображении цирконы из пробы CT-1A (BSE изображение, Balagansky et al., 2019б).

Из ранних полосчатых эклогитов Столбихи была отобрана геохронологическая проба CT-1A из центральной части будины (рис. 7, 46б), где рассматривалась «чистая» светлая разновидность эклогитов. Материал был отобран с помощью алмазной пилы, что позволило выбрать наиболее представительные участки в полосчатых и однородных эклогитах. Цирконы выделялись из небольшой навески (~ 2–5 кг) в лаборатории сепарации вещества и первичной обработки проб КНЦ РАН (г. Апатиты) по стандартной методике с использованием разделения в тяжелых жидкостях и электромагнитной сепарации.

Из пробы СТ-1А выделены около 150 зерен цирконов (прил. 3). Преимущественно это округлые субизометричные зерна, многие из которых обладают выраженной елочной зональностью (рис. 46б) с чередованием темных и светлых зон в CL-изображении. Некоторые зерна состоят из ядра и одной или двух кайм. Краевые каймы очень тонкие (менее 10 мкм) и состоят из светлого в

104

СL-изображении циркона. Во многих цирконах присутствуют минеральные включения, характерные для амфиболитовой и гранулитовой фаций – Grt, Cpx (12% Jd), Hbl, Qz, Pl, Rt, Cal, Ttn. По наиболее представительной выборке цирконов сделано 27 определений U-Th-Pb возраста центральных и краевых частей зерен. На основе геохронологических данных были выделены две генерации метаморфических цирконов. Это достаточно близкие по времени формирования группы цирконов с архейским возрастом: ранняя генерация – 2705 ±24 млн лет и более поздняя генерация – 2683±34 млн лет (рис. 47). Цирконы обладают близкими значениями Th/U отношений – в среднем 0.32. Считается, что подобные значения указывают на магматическое происхождения циркона (Скублов и др., 2011а; Yu et al., 2019), однако в некоторых случаях Th/U отношения не являются прямым доказательством магматического либо метаморфического генезиса цирконов (Harley, Kelly, 2007).



Рис. 47. U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов пробы CT-1A из полосчатых эклогитов о.Столбиха (Balagansky et al., 2019б).

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что архейские цирконы образовались при метаморфизме эклогитовой фации, в ходе которого были

сформированы полосчатые эклогиты. Однако отсутствие в метаморфических цирконах полного набора минеральных включений – индикаторов эклогитовой фации – не позволяет однозначно утверждать это.

Однородные эклогиты-2. Ранние исследования (Скублов и др., 2011а; Yu et al., 2017) указывают на наличие в однородных эклогитах Столбихи цирконов с ядрами предположительно магматического генезиса, сформированными в архее 2.75–2.70 млрд лет. Авторы этих исследований указывают на отсутствие в образцах эклогитов о.Столбиха метаморфических цирконов, сформированных в архейское время (около 2.7 млрд лет). Метаморфический циркон преимущественно представлен в виде кайм в призматических зернах, при этом исследованные каймы содержат включения омфацита и граната (Скублов и др., 2011а; Yu et al., 2017) (рис. 48а). Возраст формирования таких кайм оценивается исследователями как палеопротерозойский – около 1.9 млрд лет (рис. 486). Эти данные позволили авторам работы (Скублов и др., 2011a; Yu et al., 2017) предполагать, что изученные ими однородные эклогиты сформированы в палеопротерозое при метаморфизме архейских базитов. Такая интерпретация подтверждается и результатами Lu-Hf (Herwartz et al., 2012) датирования гранатов из этих эклогитов, показавшим минеральные изохроны с участием граната в 1937±8 и 1892±10 млн лет.



Рис. 48. Цирконы из однородных эклогитов Столбихи: а – зональные цирконы с включениями клинопироксена и граната в краевой части (фото в CL и проходящем свете); б – U–Pb диаграмма с конкордией для 10 (N = 22) аналитических точек (Yu et al., 2019).

Дополнительные геохронологические исследования однородных эклогитов сделаны по пробе CT-2D (рис. 7). Цирконы выделялись из небольшой навески (~0.4 кг) в лаборатории анализа вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) по водной методике (Söderlund, Johansson, 2002). Из пробы выделено около 130 зерен цирконов размером от 20 до 150 мкм. Среди сепарированных цирконов выделяются три морфологические группы (рис. 49а-в). 1) Zrn-I идиоморфные и субидиоморфные короткопризматические кристаллы размером до 150 мкм с мозаичной, реже осцилляционной зональностью в CL-изображении. Иногда эти цирконы содержат ядра, а также поздние каймы – светлые в CL-изображении. 2) Zrn-II округлые кристаллы размером 40-60 мкм с контрастными темными ядрами и светлыми тонкими каймами в CL-изображении. 3) Zrn-III округлые зерна размером 50-80 мкм с характерной «елочной» структурой. Цирконы 2 и 3 типа характерны для высокометаморфизованных пород гранулитовой и эклогитовой фаций (Bibikova, 1989; Corfu et al., 2003; Liati et al., 2009).

В ходе исследования получено 26 значений возраста из всей популяции цирконов образца СТ-2D. По данным U-Th-Pb изотопного датирования цирконов (SHRIMP), выделенных из однородных эклогитов, их ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст группируется в две выборки: архейскую с пиком в области 2.63–2.73 млрд лет и палеопротерозойскую 1.83–1.93 млр лет (рис. 50а, табл. 16).

Девять зерен Zrn-I и Zrn-II имеют архейский ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст 2.65–2.75 млрд лет. Возраст наиболее конкордантного из них оценивается в 2752±32 млн лет (т. 4.1, рис. 49а). Конкордантный U-Pb возраст по четырем зернам Zrn-II (т. 5.1, 12.1, 13.1 и 20.1, рис. 49б) с дискордантностью менее 0.82 оценивается в 2682±9.4 млн лет (рис. 50б), а их средневзвешенный возраст ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст – 2684.9±8.5 млн лет. Таким образом, генерация Zrn-II достаточно уверенно датируется 2.68 млрд лет, тогда как возраст 2.75 млрд лет по единственному датированному кристаллу Zrn-I можно принять в качестве ориентировочного для этой группы. Следует обратить внимание на то, что все кристаллы Zrn-I и Zrn-II имеют светлые в CL-изображении каймы размером 3–10 мкм. Датированы две каймы: 1883±46 млн лет – кайма вокруг зерна Zrn-I с возрастом 2606 млн лет и 1885±28 млн лет – вокруг ядра с возрастом 2405 млн лет.

Были также продатированы 15 точек в Zrn-III. Их ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрасты варьируют в диапазоне 1.83–1.93 млрд лет, а их U-Pb конкордантный возраст оценивается в 1895.5±9.5 млн лет, что хорошо согласуется с результатами предыдущих исследований (Скублов и др., 2011а; Yu et al., 2017).

Изученные цирконы содержат минеральные включения, как в краевой, так и в центральной частях зерен. Наиболее важно, что в центральной части зерна Zrn-II с возрастом 2694±16 млн лет (точка 13.1, табл. 5, т.8, рис. 49б) содержится включение омфацита с 25% Jd. Кроме того, зерно 7 (рис. 49б) является близким по составу, морфологии и геохимии к зерну 13.1, и содержит в центральной части более крупное включение омфацита с 23% Jd. На BSE-изображениях эти включения омфацита имеют резкие и четкие контакты с цирконом-хозяином (рис. 49б). Таким образом, можно сделать вывод, что эти минеральные включения образовались вместе с вмещающими их архейскими цирконами и не связаны с более поздним метаморфическим преобразованием породы, т.е., данные архейские цирконы парагенетичны с омфацитом – важным индикатором эклогитовой фации. В краевой части одного из рассмотренных зерен установлено включение паргасита. Оно расположенно в более поздней кайме вокруг омфацитсодержащего кристалла Zrn-II, однозначно связано с трещиной (рис. 49б). В дополнение к вышеуказанным включениям омфацита и паргасита, были идентифицированы включения пирротина, пироксена, кальцита и высокомагнезиальной роговой обманки (рис. 49б) в архейских цирконах.




Рис. 49. Изображения в отраженных электронах (BSE) и катодолюминисценции (CL) цирконов трех групп (Zrn-I, Zrn-II, Zrn-III) из однородных эклогитов Столбихи CT-1Д: a – Zrn-I; б – Zrn-II с включениями омфацита и амфибола; в – Zrn-III с включениями апатита и граната (Ma – ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрасты циркона в млн лет, Volodichev et al., 2021).

Зерна Zrn-II имеют мозаичную внутреннюю структуру и округлую форму. В этих цирконах отношение Th/U варьирует от 0.08 до 0.21, что характерно для метаморфогенных цирконов, как уже отмечалось выше. Концентрации РЗЭ в ядрах Zrn-II от 10 до 200 раз выше, чем в хондрите. Они имеют относительно пологое распределение и незначительное обогащение тяжелыми РЗЭ: $Lu_N/La_N = 14-169$ и $Lu_N/Gd_N = 1.06-15.68$ (рис. 50в). Все кристаллы Zrn-II демонстрируют слабые положительные аномалии Се и слабые отрицательные аномалии Eu (рис. 50в), которые типичны для метаморфических цирконов.

Цирконы группы Zrn-I содержат гораздо более низкие концентрации U и Th (0.07–0.16), чем цирконы Zrn-II. По сравнению с цирконами группы Zrn-II ядро зерна Zrn-I с возрастом 2.75 млрд лет отличается большей отрицательной Eu-аномалией и положительной Ce-аномалией (циркон 4.1). В то же время в двух других кристаллах Zrn-I (цирконы 3.1 и 5.1) спектры РЗЭ идентичны таковым в метаморфических цирконах Zrn-II с возрастом 2.68 млрд лет, что предполагает их метаморфогенную природу.

Ядро кристалла Zrn-I с возрастом 2.75 млрд лет (циркон 4.1, рис. 49а) имеет хорошо выраженную мозаичную внутреннюю структуру. Это ядро циркона отличается гораздо более дифференцированным спектром распределения РЗЭ, максимальными концентрациями Lu и минимальными концентрациями La, а также самыми высокими отношениями $Lu_N/La_N = 446$, $Lu_N/Gd_N = 68.3$ и низкими $Sm_N/La_N = 1.37$. Эти значения типичны для магматических цирконов, что позволяет идентифицировать Zrn-I как магматические.



Рис. 50. Геохронологические данные для цирконов из однородных эклогитов-II Столбихи (табл. 12): а – диаграмма с общей конкордией для цирконов Zrn-I и Zrn-II; б – диаграмма с конкордией для цирконов Zrn-II; в – распределение РЗЭ в цирконах из однородных эклогитов Столбихи (табл. 19).

Графики нормированных по хондриту концентраций РЗЭ в палеопротерозойских цирконах Zrn-III демонстрируют $Lu_N/La_N = 10.01-22.68$, $Lu_N/Gd_N = 1.15-2.00$ и Sm_N/La_N = 1.88-5.46 (рис. 50в). Их спектры распределения РЗЭ хорошо согласуются с цирконами из эклогитов в орогенных пояса по всему

миру (Скублов и др., 2012) (рис. 50в). Содержания РЗЭ и особенно ТРЗЭ в них ниже, чем в архейских омфацитсодержащих цирконах.

Таким образом, наиболее ранние архейские датировки 2752±16 млн лет (данное исследование), 2734±12 млн лет (Скублов и др., 2011а), 2761±73 млн лет (Li et al., 2015) и 2745±3.2 млн лет (Yu et al., 2017) зафиксированы как в ранних полосчатых эклогитах, так и в поздних однородных эклогитах о.Столбиха. Эти цирконы однозначно признаются всеми исследователями, как магматические цирконы, соответствующие времени формирования протолита эклогитов.

Метаморфическая группа округлых архейских (около 2.68 млрд лет) цирконов установлена как в однородных, так и в полосчатых эклогитах (Li et al., 2015; Володичев и др., 2004; Volodichev et al., 2021). В однородных эклогитах установлены (2689 ± 5) 2683.1±7.8 неоархейские И МЛН лет) слабо деплетированные ТРЗЭ цирконы, содержащие, соответственно, минеральные включения граната (Li et al., 2015) и омфацита (Volodichev et al., 2021). Эти данные позволяют уверенно коррелировать формирование архейских цирконов с типоморфными минералами эклогитового парагенезиса, т.е., указывают на существование архейского метаморфизма эклогитовой фации.

Палеопротерозойские (около 1.9 млрд лет) цирконы отмечаются как в качестве самостоятельных округлых зерен, так и кайм обрастания. Включения граната и омфацита в данной генерации циркона надежно доказывают существование эклогитового метаморфизма во время их формирования, что отмечается как в наших, так и в других исследованиях (Yu et al., 2017; Скублов и др., 2011а).

6.2 Эклогиты Самылино

Цирконы были выделены из обр. GR170, отобранного в центральной части тела эклогитов Самылино (рис. 10). Из пробы массой около 0.5 кг было сепарировано 142 зерна в лаборатории анализа вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) по водной методике (Söderlund, Johansson, 2002). Цирконы были разделены по размерам на две фракции: крупные 50–150 мкм и мелкие 20–50 мкм. По морфологическим особенностям среди цирконов выделяются три группы (рис. 51а–д): 1) округлые однородные светлые на CL-изображениях зерна с редкими минеральными включениями. Такие зерна отмечены как в мелкой, так и в крупной фракции. В отдельную подгруппу следует выделить округлые однородные темные на CL-изображениях зерна с тонкими светлыми каймами обрастания; 2) удлиненно-призматические зерна с темными зональными в CL-изображении ядрами и с тонкими светлыми каймами вокруг них. Эта группа отмечена только в крупной фракции; 3) изометричные, относительно крупные (около 100 мкм) зерна с многочисленными округлыми минеральными включениями, представленными Omp (26% Jd, 34% Jd), Zo, Qz, Dol (рис.51д).

Значения измеренных 207 Pb/ 206 Pb возрастов циркона варьируют в широких пределах от 3008 до 1750 млн лет (рис. 52, табл. 17). Основные пики на графиках приходятся на 2.8, 2.7, 2.46, 1.9 млрд лет. Цирконы отличаются также по соотношению Th/U: выделяются разности с низкими значениями Th/U < 0.1–0.2, что обычно характерно для метаморфических цирконов, и разности с высокими значениями Th/U > 0.1–0.2, что типично для магматических (Corfu et al., 2003; Wu, Zheng, 2004). Исходя из этого, среди разновозрастных цирконов магматическую природу имеют только цирконы архейских ядер (рис. 51а).

По результатам анализа CL-изображений цирконов и их ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастов в рассматриваемых эклогитах выделено пять групп (рис. 51): 1) ядра мезо-неоархейского возраста с осцилляторной зональностью; 2) однородные низкоурановые зерна архейского возраста; 3) ядра палеопротерозойского возраста, однородные высокоурановые; 4) зерна и каймы однородные, низкоурановые архейского возраста; 5) зерна и каймы однородные, низкоурановые палеопротерозойского возраста.

1. Ядра мезо-неоархейского возраста характеризуются осцилляторным типом зональности (рис. 51а), который характерен для магматогенных цирконов (Corfu et al., 2003; Wu, Zheng, 2004). Относительно низкие (умеренные) содержания (<100 ppm) урана допускают невысокую степень метамиктности и, следовательно, лишь незначительное нарушение возраста. Высокие значения

Th/U = 0.2–0.88 позволяют интерпретировать эти цирконы, как магматические (Hoskin, Schaltegger, 2003). Средневзвешенный 207 Pb/ 206 Pb возраст данной группы ядер (аналитические точки 5.1, 7.1, 9.1, 10.1, 27.1) оценивается в 2787±23 млн лет (рис. 52a, б), и может служить весьма условной оценкой возраста (около 2.8 млрд лет) ранних магматогенных цирконов, т.е., протолита, например, габбро.



Рис. 51. Изображение датированных кристаллов циркона в катодолюминесценции и двух зерен в отраженных электронах (BSE, т. 18.1 и 21.1) из эклогитов участка Самылино. На рисунке отмечены аналитические точки датирования (табл. 17), Ма – ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст циркона в млн лет, Th/U отношения и минеральные включения.

2. Мелкие округлые однородные светлые в CL-изображении и низкоурановые (3–9 ppm) зерена с очень значительными вариациями Th/U: от 0.03 до 0.33 (табл. 17, рис. 51б). По-видимому, среди этих цирконов присутствуют как метаморфогенные, так и магматические разновидности. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст этих цирконов варьирует от 3007 до 2700 млн лет (табл. 17), что указывает на полихронный характер их формирования и, вероятно, их ксеногенное происхождение.

3. Ядра цирконов темные в CL-изображении, однородные и с низкими значениями Th/U = 0.01–0.07 (рис. 51в). Они характеризуются очень высоким содержанием урана (935–4325 ppm). Эти характеристики позволяют рассматривать их, как метаморфогенные (Hoskin, Schaltegger, 2003). Возраст этих цирконов составляет 2462 ± 3 и 2455 ± 7 млн лет, т.е., около 2.46 млрд лет (табл. 11).

4. В данную группу объединены светлые в СL-изображении (за исключением зерна 35.1 – оно темное в CL) цирконы. Они формируют как внешние каймы, так и целые зерна (рис. 51г). Эти низкоурановые (1–28 ррт) цирконы с преобладающими низкими Th/U < 0.1 (19 результатов из 22) значениями, имеют метаморфогенную природу. Важно отметить, что среди этой группы цирконов существуют неоархейские метаморфогенные цирконы, представленные в виде кайм (рис. 51г, точка 23.7). Эти данные свидетельствуют о проявлении термального события в неоархее, однако они не позволяют надежно связать его с определенным типом метаморфизма, так как в них не установлены минеральные включения. Лишь в одном зерне (точка 4.1) с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастом 2555±57 млн лет отмечены минеральные включения омфацита, цоизита и кварца (рис. 51г), типичные для эклогитов, но находящиеся за пределами датируемой зоны (возможно, в более молодой кайме, рис. 51г). Два циркона (точки 1.1, 3.1) этой группы имеют U-Pb конкордантый возраст в 2690±45 млн лет (СКВО = 0.096), а 207 Pb/ 206 Pb средневзвешенный возраст в 2723±6 млн лет (рис. 52в) по пяти аналитическим точкам (1.1, 3.1, 13.1, 23.1, 35.1), что является наиболее надежной оценкой возраста для этой группы.



Рис. 52. Геохронологические данные для цирконов из эклогитов участка Самылино: а – U–Pb диаграмма с конкордией для всех аналитических точек; б–г – гистограммы ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастов для: б – магматических ядер (рис. 51а); в – архейских метаморфических зерен и кайм (рис. 51б); г – палеопротерозойских метаморфических кайм и зерен (рис. 51д).

5. Цирконы полностью аналогичны предыдущей группе по морфологическим особенностям и строению (в CL однородные с яркой люминесценцией и низкими значениями Th/U). Однако они имеют иной 207 Pb/ 206 Pb возраст – палеопротерозойский (рис. 51д). Эти цирконы резко преобладают среди других групп. Средневзвешенный 207 Pb/ 206 Pb возраст цирконов этой группы оценивается в 1928 ± 48 млн лет (CKBO = 0.84; N=16) (рис. 52г). Некоторые из этих зерен содержат включения цоизита, граната, диопсида, амфибола, омфацита (рис. 51д), что позволяет уверенно связать их с проявлением позднего эклогитового метаморфизма.

Изотопное датирование цирконов из эклогитов участка Самылино полихронной истории становления свидетельствует о пород: возраст магматических (Th/U > 0.1) цирконов протолита эклогитов оценивается, как мезоархейский (около 2.8 млрд лет), а возраст метаморфогенных (Th/U < 0.1-0.2), как неоархейский (около 2.7 млрд лет), раннепалеопротерозойский (около 2.46 млрд лет) и палеопротерозойский (1.93 млрд лет, рис.). Последнее термальное событие уверенно коррелирует с метаморфизмом в условиях эклогитовой фации на основании того, что цирконы содержат минеральные включения омфацита, граната и цоизита (рис. 51д). Раннепалеопротерозойские (2.46 млрд лет) цирконы близки по времени формирования широко развитым в районе интрузиям габброноритов, возраст которых оценивается в 2.45–2.39 млрд лет (Слабунов и др., 2011; Володичев и др., 2012; Stepanova, Stepanov, 2010). Возможно, рассматриваемая группа цирконов формировалась в связи с их внедрением, но сопоставить с ними какие-либо имеющиеся в эклогитах минеральные парагенезисы не представляется возможным. Неоархейские цирконы, образующие, как отдельные зерна, так и каймы, интерпретируются как метаморфические (Th/U < 0.1). Среди этой возрастной группы выделяется зерно с возрастом 2.56 млрд лет, содержащее минеральные включения омфацита и цоизита (рис. 51г), что можно использовать для предположения о существовании неоархейского метаморфизма эклогитовой фации. Метаморфогенные зерна с возрастом около 2.7 млрд лет содержат только единичные включения цоизита,

поэтому их нельзя также рассматривать как надежные индикаторы эклогитового метаморфизма.

6.3 Цоизититы

Геохронологическая проба GR-10-6-2 весом около 10 кг отобрана из крупного линзовидного тела цоизититов на о.Цоизититовый (рис. 14). Из пробы выделены удлиненные призматические и округлые цирконы размером до 500 мкм, 26 наиболее представительных зерен проанализированы с помощью метода лазерной абляции. Дополнительно в исследуемых цирконах определены содержания РЗЭ. Для 45 аналитических точек получены конкордантные и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb Значения субконкордантные изотопные возраста. возрастов варьируют от 3000 до 1980 млн лет, но наиболее значимо проявлены максимумы: около 2820-2830 и в интервале 2720-2670 млн лет (табл. 18). Различные изотопные возрасты, морфология, геохимия и набор минеральных включений в исследумых цирконах послужили основанием для выделения в выборке б возрастных групп, каждая из которых может рассматриваться как отражение дискретных геологических процессов (Слабунов и др., 2015).

Наиболее ранняя группа цирконов представлена призматическими идиоморфными и субидиоморфными зернами с характерной елочной структурой в CL-изображении. Определения U-Pb возраста для этой группы цирконов варьируют в широком переделе – 3.0, 2.9 и 2.82 млрд лет. Вероятно, это связано с наличием ксеногенных зерен, захваченных из пород рамы при формировании анортозитового или габбро-анортозитового массива (Слабунов и др., 2015; Володичев и др., 2020). Призматические идиоморфные и субидиоморфные зональные зерна (рис. 53а) с возрастом 2745±8 млн лет (рис. 54), вероятно, соответствуют возрасту протолита цоизититов – анортозиту (Володичев и др., 2020).

Среди цирконов ранних групп выделяются два зерна округлой формы (рис. 53а), что характерно для метаморфических цирконов. Эти цирконы отличаются пониженными содержаниями РЗЭ относительно более ранних цирконов (рис.

53б). Прослеживаются положительный Се пик, слабое обеднение Eu и низкие содержания тяжелых РЗЭ. Цирконы имеют конкордантный возраст 2719±8 млн лет (рис. 54). Формирование этих цирконов может быть связано с первым этапом метаморфического преобразования пород в области высокобарного метаморфизма и образования первой генерации цоизита.



Рис. 53. а – изображение датированных зерен циркона в катодолюминесценции из цоизититов о.Цоизититовый. На рисунке отмечены аналитические точки датирования (табл. 14); б – распределение РЗЭ в датированных цирконах цоизититов (Слабунов и др., 2015).

Наиболее многочисленная группа цирконов имеет конкордантный возраст 2678.9±10 млн лет. Среди цирконов преобладают зерна округлой формы, характерные для пород гранулитовой и эклогитовой фаций (Corfu et al., 2003). В некоторых случаях цирконы этой возрастной группы встречаются в виде тонких кайм в краевой части зерен. В некоторых зернах обнаружены включения цоизита. Представленные выше данные позволяют рассматривать данную генерацию цирконов, как метаморфогенную, синхронную с образованием одной из генераций цоизита и этапа ретроградных преобразований породы (Слабунов и др., 2015).

Поздние метаморфогенные цирконы относятся к палеопротерозойскому времени формирования. Это отдельные самостоятельные кристаллы либо тонкие светлые в CL-изображении зоны обрастания в кристаллах всех возрастных групп. В этих каймах установлены минеральные включения эпидота и титанита. Конкордантный возраст этих цирконов оценивается в 1960±130 млн лет.

Геохронологические данные указывают на широкое распространение в цоизититах цирконов магматического облика, которые частично были захвачены из вмещающих пород и частично унаследовались от протолита цоизититов – анортозитов (Слабунов и др., 2015, Володичев и др., 2020). Начало метаморфических преобразовании пород фиксируется по двум зернам циркона с конкордантным возрастом 2719±8 млн лет. Они имеют все признаки метаморфогенной природы, что не противоречит возможности сопоставить их образование с ранней генерацией цоизита (Zo-I), сформировавшейся в условиях эклогитовой фации. Более поздние генерации циркона соотносятся с высокобарным гранулитовым ретроградным метаморфизмом около 2.68 млрд лет и этапом высокобарного метаморфизма около 1.9 млрд лет.



Рис. 54. Геохронологические данные для цирконов из цоизититов о.Цоизититовый: U–Pb диаграмма с конкордией для ранних магматических цирконов и метаморфической группы цирконов синхронных с формированием цоизита (Слабунов и др., 2015).

6.4 Метаэндербиты

Геохронологическая проба из метаэндербитов отобрана на острове Кокков-1 (Сибелев и др., 2015). Из пробы около 5 кг получены 36 зерен цирконов размерами 100–700 мкм. Цирконы преимущественно представлены вытянутыми овальными зернами с коэффициентом удлинения 2–4, реже встречаются округлые зерна. На цветных изображениях в катодолюминисценции (съемка осуществлялась в ИГЕМ РАН, Москва) прослеживается сложное зональное строение цирконов с выделением ядра, нередко с елочной структурой. В краевой части зерен прослеживается одна или две каймы. Тонкая (менее 10 мкм) светлая на CL-изображении кайма отмечается в некоторых зернах. Определение U-Pb возраста цирконов (25 анализов) осуществлялось методом лазерной абляции (Пекинский университет, Китай).

Выборку цирконов можно разделить на две группы на основе морфологии зерен и результатов U-Pb датирования (рис. 55, 56а).

121

К цирконам первой группы относятся удлиненные призматические (овальные) зерна с ярко-выраженной контрастной осцилляторной зональностью в CL-изображении (рис. 55а). В этих цирконах обнаружены включения апатита, кварца и плагиоклаза, которые расположены в центральной части зерен. Отношение Th/U в проанализированных цирконах изменяется от 0.07 до 0.62 со средним показателем 0.32. U-Pb возраст первой группы цирконов Zrn-I 2825±22 млн лет (рис. 56а, табл. 19). Цирконы данной группы обладают относительно высокими содержаниями РЗЭ с положительной Се аномалией, отрицательным Еu пиком и повышенными значениями тяжелых РЗЭ (рис. 56в), и могут быть интерпретированы, как магматогенные, отражающие возраст протолита.

Вторая группа цирконов представлена в виде светлых в CL-изображении кайм обрастания в округлых и овальных зернах (рис. 55б). Эти каймы характеризуются низкими Th/U значениями 0.04–0.07, что характерно для метаморфогенных цирконов. Только один анализ (точка G4) отличается более высоким показателем Th/U=0.43, что может быть связано с попаданием точки анализа в пограничную зону ядро-кайма. По распределению РЗЭ данная группа цирконов отличается положительной Се аномалией, слабым Еи минимумом и, что крайне важно отметить, существенным обедением тяжелыми P3Э относительно первой группы цирконов (рис. 49 в). U-Pb возраст цирконов из кайм Zrn-II – 2722±17 млн лет (рис. 566, табл. 19). Ядра этих цирконов обладают контрастной елочной зональностью в катодлюминисценции и редкими включениями апатита и кварца. Они характеризуются более высокими средними значениями Th/U=0.4. Оценки U-Pb возраста составляют около 2.85 млрд лет, что позволяет отнести ядра к цирконам первой группы.



Рис. 55. Две группы цирконов из метаэндербитов о.Кокков-1: а – отдельные зерна или ядра с контрастной осцилляторной зональностью Zrn-I; б – каймы обрастания Zrn-II (цветные CL-изображения).

123

Исходя из геохронологических и геохимических данных по цирконам из метаэндербитов, можно выделить возраст ИХ протолита И главного метаморфического преобразования. Возраст протолита оценивается 2825±22 млн лет. Такой мезоархейский возраст характерен для гранитоидов ТТГ ассоциации Беломорской провинции (Бибикова и др., 1999; Слабунов и др., 2006). Последующие метаморфические преобразования пород происходили в условиях гранулитового метаморфизма с образованием гранатовых коронитовых структур. Синхронно с этим процессом формировались и цирконы поздней группы с возрастом 2722±17 млн лет. Об этом свидетельствует обеднение этих цирконов тяжелыми РЗЭ относительно цирконов протолита.



Рис. 56. Геохронологические данные для цирконов из метаэндербитов о.Кокков-1: а – диаграмма с общей конкордией для цирконов Zrn-I и Zrn-II (табл. 15); б – диаграмма с конкордией для цирконов Zrn-II; в – распределение РЗЭ в Zrn-I и Zrn-II.

ГЛАВА 7. Р-Т-t ТРЕНДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА

7.1 Эклогиты

Результаты термобарометрических расчетов и их сопоставление с данными U-Th-Pb изучения цирконов позволяют получить P-T-t тренд метаморфических преобразований для пород Гридинского комплекса. Для эклогитов участков Столбиха и Самылино (рис. 57) полученный тренд ветви, обоснованные объединяет две разновозрастных ланными лля палеопротерозойских и архейских эклогитовых парагенезисов, которые отражают декомпрессионные изменения пород в условиях высокобарной гранулитовой и амфиболитовой фаций. Тренды характеризуются движением «по часовой стрелке», что типично для орогенного (коллизионного) и субдукционого метаморфизма (Лиханов, 2020).

Ранний этап эклогитового метаморфизма-1 происходил в архейское время около 2.7 млрд лет назад, что доказывается находками метаморфических цирконов архейского возраста в полосчатых и однородных эклогитах Столбихи, а также эклогитах Самылино. Дальнейшие преобразования пород связываются с высокобарным гранулитовым метаморфизмом в ходе декомпрессии пород и образованием архейских эндербитов (около 2.7 млрд лет). Более позднее формирование эндербитов подтверждается их жильным строением с секущим положением относительно более ранних будин эклогитов. Последующие метаморфические преобразования происходили в условиях высокобарной амфиболитовой фации. Данный ретроградный тренд преобразования пород Гридинского комплекса может соответствовать беломорскому орогенезу в архее.

Поздние эклогиты-2 Столбихи и Самылино имеют практически идентичные тренды ретроградного преобразования с пиком эклогитового метаморфизма около 1.9 млрд лет и последующими метаморфическими изменениями в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Данный тренд хорошо согласуется с минералогическими признаками наложенных процессов

метаморфизма, проявленных в зональных зернах граната с изменением от центра к краю состава минеральных включений ($Di_{вкл}$ –Pl \rightarrow Omp \rightarrow Di–Pl), а также наличием включений Di-Pl симплектитов в монокристаллах омфацита. Дополнительным критерием служат вариации содержаний пиропового (20–25% $\rightarrow 27-30\% \rightarrow 22-24\%$) и гроссулярового (20–22% $\rightarrow 19-23\% \rightarrow 22\%$) компонентов граната, указывающие на смену раннего проградного этапа последующим ретроградным метаморфизмом в эклогитах участка Самылино.



Рис. 57. Р-Т-t тренды эволюции метаморфизма пород Гридинского комплекса: 1 – поздние эклогиты-2 о.Столбиха, 2 – ранние эклогиты-1 о.Столбиха, 3 – гранатовые ортопироксениты о.Прянишная Луда, 4 – метаэндербиты о.Прянишная Луда, 5 – тренды эклогитов и пироксенитов в ранних исследованиях Гридинского комплекса (М12 – гранатовые пироксениты о.Высокий (Моргунова, Перчук, 2012), Р12 – эклогиты о.Безымянный (Perchuk, Morgunova, 2014), L15 – эклогиты о.Столбиха (Li et al., 2015), Y17 – эклогиты о.Столбиха (Yu et al, 2017)).

Ретроградная палеопротерозойского этапа соотносится ветвь с apxee, но ретроградными изменениями В отличается более высокими эклогитовой фации будин параметрами для эклогитов И меньшими температурами преобразования пород при гранулитовом метаморфизме. На завершающем этапе гранулитового метаморфизма происходило внедрение 1.88 млрд лет). Палеопротерозойский этап пегматитовых жил (около метаморфической эволюции пород Гридинского комплекса является следствием лапландско-кольской орогении.

7.2 Гранатовые ортопироксениты и цоизититы

Р-Т-t тренд метаморфических преобразований цоизититов и гранатовых ортопироксенитов характеризуется движением «по часовой стрелке» (рис. 57). Они были объеденены в одну группу на основании близких условий преобразования. На данный момент геохронологические данные известны для цоизититов, для гранатовых ортопироксенитов достоверных данных нет. Можно лишь предположить на основе геологических данных (секущая дайка габброноритов с возрастом 2.41–2.45 млрд лет и вмещающие эндербиты, возраст метаморфизма которых составляет около 2.7 млрд лет), что время формирования гранатовых ортопироксенитов не позднее 2.7 млрд лет.

P-T-t тренд метаморфических преобразований гранатовых ортопироксенитов и цоизититов отличается более высокими P-T параметрами формирования их ранних парагенезисов Grt+Opx и Zo-I в области эклогитовой фации с пиком метаморфизма около 2.7 млрд лет. Ретроградная ветвь архейского этапа преобразования пород берет свое начало в области эклогитовой фации метаморфизма, что хорошо прослеживается в будинированных телах эклогитов. Дальнейшие преобразования пород связываются с высокобарным гранулитовым (амфиболитовым) метаморфизмом в ходе декомпрессии пород и образованием архейских эндербитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные рассмотреть архейскую исследования позволили И палеопротерозойскую метаморфических преобразований историю В полиметаморфическом Гридинском эклогитсодержащем комплексе Беломорской провинции. Термобарометрические расчеты и геохронологические данные получены для реликтовых минеральных парагенезисов в эклогитах, гранатовых ортопироксенитах и цоизититах указывают на их формирование в области эклогитовой фации, для метаэндербитов – в области высокобарной гранулитовой фации. Они позволяют установить P-T-t тренд архейских метаморфических преобразований, который отвечает движению «по часовой стрелке». По геологическим, петрологическим и геохронологическим данным в эклогитах и гранатовых ортопироксенитах Гридинского комплекса надежно фиксируется ранний архейский (2.7 млрд лет) эклогитовый метаморфизм. Это, в первую очередь, касается эклогитов, для которых установлено: 1) секущее положение гранитоидных жил с возрастом 2.68 млрд лет; 2) находки включений Di-Pl симплектитов в омфаците, изменение от центра к краю состава минеральных включений (Di–Pl)_{вкл} → Omp₂ и химического состава граната; 3) выявлены цирконы с включениями омфацита и граната, образовавшиеся около 2.7 млрд лет. Формирование метаэндербитов и гранатовых кайм происходило в архее на поздней стадии эклогитового метаморфизма и начала ретроградного метаморфизма гранулитовой амфиболитовой фаций. Архейский И высокобарный метаморфизм охватывает всю площадь Гридинского комплекса, но не затрагивает более поздние дайки габброноритов, и пегматитовые жилы.

Палеопротерозойский метаморфизм в породах Гридинского комплекса проявлен неравномерно. Выделяются участки комплекса с интенсивной палеопротерозойской переработкой и фактически полным стиранием следов архейского метаморфизма. Эклогитизация пород в это время носила ограниченный локальный характер, возможно связанный с привносом флюида и метаморфизмом по типу каледонских эклогитов Норвегии. Результаты локального изотопного датирования циркона подтверждают сложную полиэтапную историю становления эклогитов и сопряженных с ними пород с пиками эклогитового метаморфизма в периоды около 2.7 и 1.9 млрд лет. Эти пики согласуются с проявлениями в регионе двух главных орогений: мезонеоархейской – беломорской и палеопротерозойской – лапландско-кольской (Балаганский, 2002; Слабунов и др., 2021).

Список основных работ, опубликованных по теме диссертации:

Максимов О.А., Балаганский В.В., Слабунов А.И., Ларионов А.Н. Два этапа высокобарного метаморфизма в раннедокембрийских эклогитах (район Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита): петрология и геохронология // Петрология. 2022. №2. С. 140–165.

Максимов О.А. Р-Т-t тренды метаморфического преобразования эклогитов Гридинского комплекса Беломорской провинции (остров Столбиха и участок Самылино) // Труды КарНЦ РАН. 2022. № 5. С. 91–94.

Volodichev, O.I.; **Maksimov, O.A**.; Kuzenko, T.I.; Slabunov, A.I. Archean Zircons with Omphacite Inclusions from Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: The First Finding // Minerals. 2021. 11. 1029.

Volodichev O.I., **Maksimov O.A.**, Kuzenko T.I., Slabunov A.I. "Reply to Skublov et al. 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" Minerals. 2022. 12. № 2. C. 142.

Устинова В.В., **Максимов О.А.**, Егорова С.В. Метабазиты Келейногубского массива Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: состав, строение и условия метаморфизма // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2021. № 3. С.25–37.

Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Azimov P., Egorova S.V., Larionova Y.O., Sukhanova M.A., Kervinen A.V., **Maksimov O.A**. Relicts of Palaeoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // Spec. Publ. 2021. № 518.

Володичев О.И., Кузенко Т.И., **Максимов О.А**. Петрология цоизититовых пород Гридинского эклогитсодержащего комплекса Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Труды карельского научного центра. 2020. № 10. С. 26–48.

Максимов О.А. Геолого-петрологические особенности эклогитов на участке Самылино (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Труды КарНЦ РАН. 2019. № 2. С. 88–94.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Ли Сяоли, **Максимов О.А**. Архейские цоизититы Гридинского эклогитсодержащего меланжа (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита): геология, U-Pb возрасты цирконов и геодинамические следствия // Труды Карельского научного центра РАН. 2015. № 7. С. 85–105.

Максимов О.А. Метаморфическая эволюция пироксенитов Гридинского эклогитсодержащего комплекса (остров Прянишная луда) // Вестник МГТУ. Мурманск. 2014. № 2. С. 320–328.

Сибелев О.С., Гоголев М.А., Максимов О.А. Геологическая позиция и условия формирования метаэндербитов Гридинской зоны эклогитсодержащего меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2013. №16. С. 5–20.

Материалы конференций:

Максимов О.А., Балаганский В. В., Слабунов А. И. Геология, петрология и геохронология эклогитов Гридинского комплекса (участок Самылино, Беломорская провинция) // Петрология и геодинамика геологических процессов. Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021.Том. 2. С.132–135.

Maksimov O.A., Slabunov A.I., Balagansky V.V., Volodichev O.I. Archean eclogites from the Belomorian Province (examples from the Gridino area) // Abstract Volume of the 13th International Eclogite Conference / C. Mattinson, D. Castelli, S.W. Faryad, J. Gilotti, G. Godard, A. Perchuk, D. Rubatto, H.-P. Schertl, T. Tsujimori, Y.-F. Zheng (Eds.). – Petrozavodsk: KRC RAS. 2019. P.54.

Balagansky V.V., **Maksimov O.A**., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Slabunov A.I. Older and younger eclogites in the Belomorian province, Fennoscandian shield: an example from the Gridino area // Abstract Volume of the 13th of International Eclogite Conference. C. Mattinson et al. (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS. 2019a, P. 10.

Balagansky V.V., **Maksimov O.A**., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Volodichev O.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I. Archean and paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area // Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook. Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS. 20196. P. 11–48.

Максимов О.А. Метаморфическая эволюция высокобарных пород Гридинского эклогитсодержащего комплекса // Магматизм и метаморфизм Фенноскандинавского щита: Тезисы докл. XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН. 2015. С. 459–461.

Сибелев О.С., Слабунов А.И., **Максимов О.А**., Бабарина И.И., Володичев О.И. Неоархейские эндербиты Гридинского эклогитсодержаего комплекса (Беломорский подвижный пояс): петрология, геохронология // Магматизм и метаморфизм Фенноскандинавского щита: Тезисы докл. XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН. 2015. С. 498–500.

Володичев О.И., **Максимов О.А.**, Слабунов А.И., Кузенко Т.И. Петрологические и геохронологические индикаторы двукратного (?) проявления метаморфизма эклогитовой фации в архее Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита (Гридинская структура) // Магматизм и метаморфизм Фенноскандинавского щита: Тезисы докл. XII Всероссийского петрографического совещания. - Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН. 2015. С. 394-398.

Maksimov O. A., Volodichev. Two stages of Archaean eclogite-facies metamorphism in the Belomorian mobile belt, Fennoscandian Shield, Gridino structure // Moscow International School of Earth Sciences – 2016. Abstracts of International conference. M.: GEOKHI RAS. 2016. P. 76–78.

Volodichev O.I., Slabunov A.I., Li Xiaoli, **Maksimov O.A.** Archean eclogites and zoisitites of the Gridino eclogite-bearing complexes: geology, petrology and geochronology // Precambrian high-grade mobile belts. Extendend Abstracts. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 117-120.

Максимов О.А. РТ-условия метаморфизма пироксенитов в составе Гридинского эклогитсодержащего комплекса (Северная Карелия) // Труды 24-й молодежной научной конференции, посв. памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Апатиты. 2013. С. 66–69.

Максимов О.А. Метаморфическая эволюция архейских эклогитов Гридинского комплекса (Фенноскандинавский щит) // Сборник трудов 4-й всероссийской школы молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка. 2013. С. 28–30.

Максимов О.А. РТ-условия метаморфизма пород Гридинского эклогитсодержащего эклогитсодержащего комплекса на этапах образования ортогнейсов // Материалы 25-й молодежной научной конференции, посвященной 100-летию К.О. Кратца. СПб.. 2014. С. 151–154.

Максимов О.А. Проявление гранулитового метаморфизма в Гридинском эклогитсодержащем комплексе // Материалы IV Международной научнопрактической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. СПб. 2015. С. 203–208.

Максимов О.А. Метаморфические преобразования кианитовых эклогитов Гридинского комплекса // Материалы 26-й молодежной научной школыконференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова, Петрозаводск. 2014. С. 68–71.

Максимов О.А. Метаморфическая эволюция Гридинского эклогитсодержащего комплекса // Труды XXXIII молодежной научной школыконференции Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Издательство ФИЦ КНЦ РАН, 2022. С. 121–122.

Список литературы

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН. 2002. 32 с.

2. Березин А.В. Геология и петрология рудоносных базитовых интрузий подужемской структурной зоны. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН. 2011. 19 с.

3. Березин А.В., Скублов С.Г. Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма) // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 1–22.

4. Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и P–Т-параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Доклады АН, 2012, т. 444(6). С. 644–649.

5. Бибикова Е.В. Уран-Свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М: Наука. 1989. 180 с.

6. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса но данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM)// Петрология.2004. № 3. С. 227–244.

7. Бибикова Е.В., Слабунов А.М., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т.7. №2. С. 115–140.

8. Володичев О.И. Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Отв. ред. В.А. Глебовицкий. М.: Наука. 1977. С. 57–79.

9. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 245 с.

10. Володичев О.И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитгабброноритов) / О.И. Володичев, О.И. Парфенова, Т.И. Кузенко // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. 2008. С. 37–62.

11. Володичев О.И., Кузенко Т.И. Проградные и ретроградные тренды эволюции метаморфизма архейских эклогитов и их геодинамическая интерпретация (Карелия, район с. Гридино). Записки РМО. 2013. № 3. С. 28–51.

12. Володичев О.И., Кузенко Т.И., Максимов О.А. Петрология цоизититовых пород Гридинского эклогитсодержащего комплекса Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Труды карельского научного центра. 2020. №10. С. 26–48.

13. Володичев О.И, Слабунов А. И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. №6. С. 609–631.

14. Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С. и др. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсии. Петрозаводск. 2005. С. 60–74.

15. Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С., Скублов С.Г., Кузенко Т.Т. Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габбро-норитов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия. 2012. №8. С. 734–748.

16. Глебовицкий В.А. Тектонические режимы метаморфизма и эволюция геотермического состояния литосферы // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Василенко В.Б. (отв. ред.). Новосибирск: Наука. 1986, С. 59–63.

17. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника, 1996. №1. С. 63–75.

18. Добрецов К., Л.В. Н.Л., Тениссен Смирнова Структурная И алмазсодержащих метаморфических геодинамическая эволюция пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39(12). С. 1645-666.

19. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Конилов А.Н. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // ДАН, 2010. Т. 432, № 3. С. 370–375.

20. Докукина, К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов, П.А. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность событий и возраст формирования магматических и метаморфических пород ассоциации Гридино // Геология и Геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1335–1337.

21. Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н. Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // ДАН, 2009. Т. 425(1). С. 83–88. 22. Доливо-Добровольский Д.В. Происхождение и условия образования сапфиринсодержащих пород центрально-кольской гранулито-гнейсовой области. Дис....канд. геол.-мин. наук. СПб. 2003. 169с.

23. Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинции Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования метаморфических преобразований: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва. 2017. 24 с.

24. Картушинская Т.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Ларионов А.Н., Львов П.А. U-Pb возраст унаследованного циркона в лейкосоме серых гнейсов районов Салма и Гридино, Беломорская провинция // Труды КарНЦ РАН. Серия "Геология докембрия". 2018. №11. С. 17–33.

25. Каулина Т.В., Митрофанов Ф.П., Апанасевич Е.А., Жавков В.А., Дьяков С.Н., Шерстенникова О.Г. U-Pb датирование граната // Новые данные по

геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Отв. ред. Митрофанов Ф.П. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 60–64.

26. Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М., Терентьева Л.Б., Сальникова Е.Б., Курдюков Е.Б. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28(2). С. 184–209.

27. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса. // Геотектоника. № 4. 2008. С. 70-84.

28. Корсаков А.В., Тениссен К., Козьменко О.А., Овчинников Ю.И. Реакционные структуры клиноцоизитовых гнейсов // Геология и Геофизика. 2006. В. 47. №4. С. 499-512

29. Лебедева Ю.М. Метасоматические процессы при высоких температурах и давлениях в Лапландском гранулитовом поясе (на примере Порьегубского покрова): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб. 2015. 19 с.

30. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. №1.С. 4–22.

31. Максимов О.А. Геолого-петрологические особенности эклогитов на участке Самылино (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Труды КарНЦ РАН. 2019. № 2. С. 88–94.

32. Максимов О.А. Метаморфическая эволюция архейских эклогитов Гридинского комплекса (Фенноскандинавский щит) // Сборник трудов 4-й всероссийской школы молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка. 2013. С. 28-30.

33. Максимов О.А. Метаморфические преобразования кианитовых эклогитов Гридинского комплекса // Материалы 26-й молодежной научной школыконференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова, Петрозаводск, 2015. С. 68-71.

34. Максимов О.А. Метаморфическая эволюция пироксенитов Гридинского эклогитсодержащего комплекса (остров Прянишная луда) // Вестник МГТУ. Мурманск. 2014. № 2. С. 320–328.

35. Максимов О.А., Балаганский В.В., Слабунов А.И., Ларионов А.Н. Два этапа высокобарного метаморфизма в раннедокембрийских эклогитах (район Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита): петрология и геохронология // Петрология. 2022. №2. С. 140–165.

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

37. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К. А., Каулина Т. В., Белоусова Е. А., Натапов Л.М., Гриффин У.Л., О'Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады АН. 2010. Т. 434(6). С. 776–781. 38. Моргунова А.А., Перчук А.Л. Ультравысокобарный метаморфизм в архейско-протерозойском подвижном поясе (Гридинский комплекс, Карелия, Россия) // ДАН. 2012а. Т. 433. № 3. С. 358–362.

39. Моргунова А.А., Перчук А.Л. Петрология докембрийских метаультрамафитов Гридинского высокобарного комплекса (Карелия) // Гелогия и Геофизика. 2012б. Т. 53. № 2. С. 173–192.

40. Ранний докембрий Балтийского щита / В. А. Глебовицкий (отв. ред.). СПб.: Наука. 2005. 711 с.

41. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М: Научный мир. 2008. 184 с.

42. Сердюк А.А. Контрастные режимы метаморфизма в Гридинском комплексе (Беломорская эклогитовая провинция): Автореф. дис. ... канд. геол.мин. наук. М. 2013. 23 с.

43. Сибелев О.С. Гипотеза магматического транспорта эклогитовых парагенезисов в палеопротерозойских дайках базитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2007. С. 104–108.

44. Сибелев О.С. Гридинская зона меланжа (Беломорский подвижный пояс): геологическое строение и структура // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск. 2012. С. 28–37.

45. Сибелев О.С. Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск, 2008. С. 62–76.

46. Сибелев О.С., Бабарина И.И., Слабунов А.И., Конилов А.Н. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о.Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2004. В.7. С.5–20.

47. Сибелев О.С., Гоголев М.А., Максимов О.А. Геологическая позиция и условия формирования метаэндербитов Гридинской зоны эклогитсодержащего меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2013. 16. С. 5–20.

48. Сибелев О.С., Слабунов А.И., Максимов О.А., Бабарина И.И., Володичев О.И. Неоархейские эндербиты Гридинского эклогитсодержаего комплекса (Беломорский подвижный пояс): петрология, геохронология // Магматизм и метаморфизм Фенноскандинавского щита: Тезисы докл. XII Всероссийского петрографического совещания. - Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН. 2015. С. 498–500.

49. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.А. Метаморфизм древних офиолитов Шарыжалгайского выступа // Геология и геофизика. 1998. Т. 39 (12). С. 1733–1749.

50. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Доклады АН. 2010. Т. 432(5). С. 668–675.

51. Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Мельник А.Е., Пресняков СЛ. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // Доклады АН, 2011а. Т. 439(6). С. 795–802.

52. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20(5). С. 470–494.

53. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011б. Т. 19(5). С. 493–519.

54. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Алексеев В.И. Возраст протолита эклогитов южной части Пежострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24(6). С. 640–653.

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

56. Слабунов А..И., Азимов П..Я., Глебовицкий В..А., Жанг Л., Кевлич В.И. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // Доклады АН. 2016. Т. 467(1). С. 71–74.

57. Слабунов А.И., Балаганский B.B., Щипанский A.A. Мезоархейпалеопротерозойская коры Беломорской провинции эволюция земной Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 4.

58. Слабунов А.И., Бурдюх E.B., Бабарина И.И. Гранулометрия И распределение обломочной составляющей гридинского по площади эклогитсодержащего меланжа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2007. №27. С. 27-34.

59. Слабунов А.И., Володичев О.И., Бибикова Е.В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. По изотопной геохронологии. Спб. 2003. С. 465–467.

60. Слабунов А.И., Володичев О.И., Ли Сяоли, Максимов О.А. Архейские цоизититы Гридинского эклогитсодержащего меланжа (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита): геология, U-Pb возрасты цирконов и геодинамические следствия // Труды КарНЦ РАН. Серия геология докембрия. 2015. № 7. С. 85–106.

61. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН. 2011а. Т. 437. № 2. С. 238–242.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., 62. Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекудаев В.П., Арества Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. №6. С. 3–32. Слабунов Сибелев 63. А.И., O.C., Ли Сяоли. Неоархейские посткинематические микроклиновые граниты в Гридинской зоне меланжа (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита): геология, возраст, геодинамические следствия // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦРАН. 2017. С. 232-235.

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

65. Слабунов А. И., Хёлтта П., Шаров Н. В., Нестерова Н. С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011б. С. 13–21.

66. Степанов В.С. Магматиты района д.Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск. КФ АН СССР. 1990. С.78–101.

67. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

68. Степанов В.С., Степанова А.В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН. 2006. С. 55–71.

69. Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). Тр. Ленингр. геол. упр. Вып. 19а. М.-Л.: ГОНТИ. 1939. 88 с.

70. Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука. 1978. 168 с.

71. Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. Т. 49(5), С. 78–93.

72. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // Доклады АН. 2005. Т. 405(3). С. 376–380.

73. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-

западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. 2005. С. 40–49.

74. Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Рослов Ю.В., Щипцова Н.И. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ «Суша-Море» Калевала–Кемь–горло Белого моря // Геофизический журнал. 2010. Т. 32(5). С. 21–34.

75. Щипанский А.А., Слабунов А.И. Природа "свекофеннских" цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // Геохимия. 2015. Т. 53(10). С. 888–912.

76. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012а. Т. 53(1). С. 3–29.

77. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельство о субдуцирующей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012б. Т. 53(3). С. 341–364.

78. Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (балтийский Щит) // ДАН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221–224.

79. Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K. Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // Evolution of Metamorphic Belts. Eds. S. Daly, D.W.D.Yardley and B. Cliff. Geological Society of London. Special Publication. 1989. V. 42. P. 41–65.

80. Austrheim H. Eclogitization of Lower Crustal Granulites by Fluid Migration through Shear Zones. Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 81(2-3). P. 221–232.

81. Austrheim H. & Griffin W.L. Shear Deformation and Eclogite Formation within Granulite-Facies Anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway. Chemical Geology 1985. V. 50. P. 267–281.

82. Babarina I.I., Sibelev O.S. Deformatiuon events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // International Geology Review. 2015. V. 57. №11–12. P. 1607–1618.

83. Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Slabunov A.I. Older and younger eclogites in the Belomorian province, Fennoscandian shield: an example from the Gridino area // Abstract Volume of the 13th of International Eclogite Conference. C. Mattinson et al. (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS P. 2019a. P. 10.

84. Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Volodichev O.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I. Archean and paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area // Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook. Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS. 20196. P. 11–48. 85. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications // International Geology Review. 2015. V. 57. №11–12. P. 1543–1565.

86. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na2O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 445-522.

87. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon TM; Martin RF. Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. 833–855.

I. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ //Contrib. to Mineral. & Petrol. 1996. V. 126. 1–24.

88. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.

89. Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer. Contrib. to Mineral. and Petrol. 1990. V. 104. N 2. P. 208–224.

90. Bohlen S.R., Boettcher A.L. The quartz-coesite transformation: A pressure determination and the effects of other components. J Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 7073-7078.

91. Boniface N., Schenk V., Appel P. Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): Evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry // Precambrian Research 2012. V. 192–195. P. 16–33.

92. Brown M. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoarchean. Geology 2006. V. 34. № 11. P. 961–964.

93. Brown M. Metamorphic Conditions in Orogenic Belts: A Record of Secular Change. Int. Geol. Rev. 2007. V. 49. 193–234.

94. Brown M., Johnson T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // American Mineralogist 2018. V. 103. P. 181–196.

95. Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. Experimental investigation of zoisiteclinozoisite phase equilibria in the system CaO–Fe2O3–Al2O3–SiO2–H2O // Contr. Miner. Petrol. 2002. V. 143. P. 115–130.

96. Bucher K.; Grapes R. Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 8th ed; Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg. Germany. 2011. P. 428.

97. Caby R. Precambrian coesite from northern Mali: First record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt // European Journal of Mineralogy 1994. V. 6. P. 235–244.

98. Chopin C., Henry C. & Michard A. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. European Journal of Mineralogy. 1991. V. 3. P. 263–291.

99. Cloos M. Lithospheric Buoyancy and Collisional Orogenesis - Subduction of Oceanic Plateaus, Continental Margins, Island Arcs, Spreading Ridges, and Seamounts // Geol. Soc. Am. Bull. 1993. V. 105. P.715–737.

100. Collins A.S., Reddy S.M., Buchan C., and Mruma A. Temporal constraints on Paleoproterozoic eclogite formation and exhumation (Usagaran Orogen, Tanzania): Earth and Planetary Science Letters 2004. V. 224. P. 175–192.

101. Condie K.C., Kröner A. in When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. Geological Society of America. Special Papers. Eds. Condie K. C., Pease V. 2008. V. 440. P. 281–294.

102. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 524–541.

103. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W. et al. Atlas of zircon textures // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 469–500.

104. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics: Geological Society. Eds.: Gee D.G., Stephenson R.A. London. Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598.

105. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-Formin Minerals. Volume 1B. Disilicates and Ring Silicates. Geological Society. London. Reprinted 1997. 1986. 630 p.

106. Desmons J.; Smulikowski W. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 4. High P/T metamorphic rocks. In Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks; Douglas, F., Desmons, J., Eds.; Cambridge University Press: New York. NY. USA. 2007. P. 32–35.

107. Dokukina K.A., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Travin A.V., Mints M.V., Konilov A.N., Serov P.A. The Belomorian eclogite province: sequence of events and age of the igneous and metamorphic rocks of the Gridino association // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53. P. 1023–1054.

108. Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N. Dating of key events in the Precambrian polystage complexes: An example from Archean Belomorian Eclogite Province // Russia. Dokl. Earth Sci. 2009. V. 425 (2). P. 296–301.

109. Dokukina K.A., Khiller V.V., Khubanov V.B., Mints M.V., Dokukin P.A., Natapov L., Belousova E., Yakushik M.A. Neoarchean high-pressure granulite-facies anatexis of continental rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // Precambrian Research. 2022. V. 381. 106843.

110. Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // in: Dobrzhinetskaya L., Faryad W., Wallis S., Cuthbert S. (Eds.), UHPM: 25 Years after the Discovery of Coesite and Diamond. Elsevier. Amsterdam–Boston. 2011. CH. 18. P. 579–621.

111. Enami N., Banno S. Zoisite-clinozoisite relations in low- to medium-grade high-pressure rocks and their implications // Miner. Mag. 1980. V. 43. P. 1005–1013.

112. Enami M., Liou J.G., Mattinson C. Epidote minerals in high- and ultrahighpressure metamorphism. In: Liebscher, A., Franz, G. (Eds.), Epidotes // Review in Mineralogy and Geochemistry. 2004. V. 56. P. 347–398.

113. Erambert M. & Austrheim H. The Effect of Fluid and Deformation on Zoning and Inclusion Patterns in Poly-Metamorphic Garnets. Contributions to Mineralogy and Petrology 1993. 115(2). P. 204–214.

114. Eskola P.E. The mineral facies of rocks // Norsk geol. tidsskr. 1920. V. 6. P. 143–194.

115. Eskola P. On the eclogites of Norway. Kristiania. 1921. 118 p.

116. Franz G., Selverstone J. An empirical phase diagram for the clinozoisite-zoisite transformation in the system $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)-Ca_2Al_2Fe^{3+}Si_3O_{12}(OH)$ // Amer. Miner. 1992. V. 77. P. 631–642.

117. Furnes H., Rosing M., Dilek Y. et al. Isua supracrustal belt (Greenland)–A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology // Lithos. 2009. V. 113. P. 115–132.

118. Groppo C., Rolfo F., Sachan H.K., Rai S.K. Petrology of blueschist from the Western Himalaya (Ladakh, NW India): Exploring the complex behaviour of a lawsonite-bearing system in a paleo-accretionary setting // Lithos. 2016. V. 252–253. P. 41–56.

119. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // J. Petrol. 1984a. V.25. P. 665–696.

120. Harley S. L. Comparison of the garnet-orthopyroxene geobarometer with recent experimental studies, and applications to natural assemblages // Journal of Petrology, 19846, v.25, p. 697–712.

121. Harley S.L., Kelly N.M. Zircon: Tiny but Timely. Elements 2007. V. 3. P. 13– 18.

122. Herwartz D., Nagel T.J., Münker C. et al. Tracing two orogenic cysles in one eclogite sample by Lu-Hf garnet chronology // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 178–183.

123. Herzberg C., Condie K. & Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 292. P. 79–88.

124. Holland T.J.B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200 grad. C // Amer. Mineral. 1980. V. 65. P. 129–134.

125. Holland T.J. B., Blundy J.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboleplagioclase thermometry // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1994. V. 116. P. 433447.

126. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.

127. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // American Mineralogist. 1987. V. 72. P.231–239.

128. Hölttä P., Balagansky V., Garde A.A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. 2008. V. 31(1). P. 13–19.

129. Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean of the Karelia Province in Finland // The Archaean of the Karelia Province in Finland. Hölttä, P. (Ed.). Geological Survey of Finland. Special Paper 54. 2012. P. 21–73.

130. Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen, A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // Evolution of Archean Crust and Early Life. Dilek, Y., Furnes, H. (Eds). Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7. 2014. P. 55–102.

131. Hoskin P.W.O., Schaltegger Urs. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 27–62.

132. Hynes A. How feasible was subduction in the Archean? Canadian Journal of Earth Sciences, 2014. V. 51. P. 286–296.

133. Imayama T., Oh C.-W., Baltybaev S.K., Park C.-S., Yi K., Jung H. Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia // Lithosphere, 2017. V. 9. P. 855–873.

134. Irvine T.N. A guide to the chemical classification of the Common volcanic rocks / T.N. Irvine, W.R. Baragar /T.N. Irvine // Canad. J. Earth. Sci. 1971. N 8. P. 523–548.
135. Jamtveit B., Bucher-Nurminen K., Austrheim H. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, western Norway. Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 184–193.

136. Joanny V., van Roermund H., Lardeaux J.M. The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: Apotential geothermobarometer // Geol. Rundsch. 1991.V. 80. P. 303–320.

137. John T., Schenk V. Partial eclogitisation of gabbroic rocks in a late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration. Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 146. P. 174–191.

138. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., and O'Reilly S.Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchaean oceanic crust. In: L. Dobrzhinetskaya, S. Cuthbert, W. Faryad and S. Wallis (Eds.) Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond: Amsterdam. Elsevier. 2011. P. 623–670.

139. Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A. Garnetbiotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif // European J. Miner. 2002. V. 14. P. 915–929.

140. Lahtinen R. Garde A.A. Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes, 2008, v. 31(1), p. 1-9.

141. Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola orogen // Precambrian Research. 2019. V. 330. P. 1–19.

142. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. London Memoirs. 2004. V. 30. № 1. P. 69–74.

143. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Katio A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A.,
Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schuhmacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youchzi G. Nomenclature of Amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commissionon new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 219–246.

144. Lexa O. 2011. PyWerami: contour/3D plotting program for Perple_X WERAMI
datadata(Version2.0.1)[Software].from<http://petrol.natur.cuni.cz/~ondro/pywerami:home>.

145. Li Q., Zhang L., Fu B., Bader T., Yu H. Petrology and zircon U–Pb dating of well-preserved eclogites from the Thongmön area in central Himalaya and their tectonic implications // J. Metamorph. Geol. 2019. V. 37. P. 203–226.

146. Li X., Zhang L., Wei C., Bader T., Guo J. Cold subduction recorded by the 1.9 Ga Salma eclogite in Belomorian Province (Russia) // Earth and Planetary Science Letters. 2023. 602. 117930.

147. Li X., Zhanga L., Wei C., Slabunov A.I. Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Research. 2015. V. 268. P. 74–96.

148. Liati A., Gebauer D., Fanning C.M. Geochronological evolution of HP metamorphic rocks of the Adula nappe, Central Alps, in pre-Alpine and Alpine subduction cycles. J. Geol. Soc. 2009. V. 166. P. 797–810.

149. Liebscher A., Franz G., Frei D., Dulski P. High-Pressure Melting of Eclogite and the P-T-X History of Tonalitic to Trondhjemitic Zoisite-Pegmatites, Münchberg Massif, Germany // J. Petrol. 2007. V. 48. № 5. P. 1001–1019.

150. Locock A.J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. Comput Geosci UK. 2014. V. 62. P. 1–11. 151. Lombardo B., Rolfo F. Two contrasting eclogite types in the Himalayas: implications for the Himalayan orogeny // Journal of Geodynamics. 2000. V. 30. P. 37–60.

152. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Exce. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. № 4. 76 p.

153. Maksimov O.A., Slabunov A.I., Balagansky V.V., Volodichev O.I. Archean eclogites from the Belomorian Province (examples from the Gridino area) // Abstract Volume of the 13th International Eclogite Conference / C. Mattinson, D. Castelli, S.W. Faryad, J. Gilotti, G. Godard, A. Perchuk, D. Rubatto, H.-P. Schertl, T. Tsujimori, Y.-F. Zheng (Eds.). Petrozavodsk: KRC RAS. 2019. P. 54.

154. Marakushev A.A. Thermodynamic systems and factors of petrogenesis. In: Perchuk, L.L. (Ed.), Progress in Metamorphic and Magmatic Geology. A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinsky Cambridge University Press. UK. 1991. P. 19–46.

155. Medaris L.G., Jelı'nek E., Mı'sarr Z. Czech eclogites: terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. Eur. J. Mineral. 1995. V. 7. P. 7–28

156. Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D., Müller D., Li X.-H., Li Q.-L., Berezin A.V., Herwartz D., Machevariani M.M. Garnet and zircon geochronology of the

Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2021. V. 353. 106014.

157. Middlemost E.A.K. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System // Earth-Science Reviews, 1994. V. 37. P. 215-244.

158. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov, A. N., Natapov, L.M., Shchipansky, A.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Dokukina, K.A., Kaulina T.V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. V. 38. P. 739–742.

159. Mints M.V., Dokukina K.A. Age of eclogites formed by the subduction of the Mesoarchaean oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield, Russia): A synthesis // Precambrian Research. 2020. V. 350. 105879.

160. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., The Meso- Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 561–584.

161. Morgunova A.A., Perchuk A.L. Two pyroxene-garnet rock of the Gridino area of Belomorian mobile belt (Northern Karelia), Karelia, Russia: Record of the prograde and retrograde metamorphic events // Mineralogical Magazine. 2011. V. 75 (3). P. 1502. EGU2010-7046

162. Morimoto N. Nomenclature of pyroxene // Miner. Mag. 1988. V. 52. № 4. P. 535–550.

163. Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2.0 Ga subductionzone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania. Geology. 1995. V. 12. P. 1067–1070.

164. Moyen J., Martin H. Forty years of TTG research// Lithos. 2012. V. 148. P. 312–336.

165. Myson B.O., Griffin W.L. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite // Amer. Mineral. 1973. V. 58. P. 60–63.

166. O'Brien P.J. Eclogites and other high-pressure rocks in the Himalaya: a review // Himalayan Tectonics: A Modern Synthesis. Trealor P.J., Searle M.P. (Eds). Geological Society London Special Publication. 2018. V. 483. P. 183–213.

167. O'Neill, Zhang. Modeling Early Earth Tectonics: The Case for Stagnant Lid Behavior // Earth's Oldest Rocks. Second Edition. Eds.: van Kranendonk M.J., Bennett V.C., Hoffmann J.E. Elsevier. 2019. P. 65–80.

168. Parkinson C.D., Motoki A., Onishi C.T., Maruyama S. Ultrahigh-pressure pyrope-kyanite granulites and associated eclogites in NeoProterozoic nappes of southeast Brazil. In: Fluid/slab/mantle interactions and ultrahigh-P minerals: UHPM Workshop (extended abstract), Waseda University. Tokyo. Japan. 2001. P. 87–90.

169. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Berlin: Springer Verlag. 1998. 289 p.

170. Perchuk A. L., Gerya T. V., Zakharov V. S., Griffin, W. L. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // Nature. 2020. V. 586. P. 395–401.

171. Perchuk A.L., Gerya, T.V., Zakharov, V.S. et al. Depletion of the upper mantle by convergent tectonics in the Early Earth // Sci Rep. 2021. V. 11. 21489.

172. Perchuk A.L., Morgunova A.A. Variable P–T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 614–629.

173. Pilipenko V.N., Pavlenkova N.I., Luosto U. Wide-angle reflection migration technique with an example from the POLAR profile (northern Scandinavia) // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 445–457.

174. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. V. 3. N 3. P. 231–243.

175. Prunier A.R., Hewitt D.A. Experimental observations on coexisting zoisiteclinozoisite // Amer. Miner. 1985. V. 70. P. 375–378.

176. Raith M. The Al-Fe(III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern Window, Austria // Contr. Miner. Petrol. 1976. V. 57. P. 99–117.

177. Ravna E.J.K., Roux M.R.M.. Metamorphic evolution of the Tønsvika Eclogite, Tromsø Nappe - evidence for a new UHPM province in the Scandinavian Caledonides // Int. Geol. Rev. 2006. V. 48. P. 861–881.

178. Reinecke T. Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas zone, western Alps. Lithos. 1998. V. 42. P. 147–189.

179. Root D.B., Hacker B.R., Gans P., Eide E., Ducea M. & Mosenfelder J. Discrete ultrahigh-pressure domains in the Western Gneiss Region, Norway: implications for formation and exhumation. Journal of Metamorphic Geology. 2005. V. 23. P. 45–61.

180. Sizova E., Gerya T., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision// Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 522–545.

181. Shchipansky A.A., Babarina I.I., Konilov A.N., Krylov K.A., Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Slabunov A.I. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // Precambrian ophiolites and related rocks. Kusky, T.M. (Ed.). Developments in Precambrian Geology 13. Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 425–486.

182. Schmidt M. W., Poli S. In: Liebscher, A., Franz, G. (Eds.), Epidotes. Magmatic epidote. Review in Mineralogy and Geochemistry. 2004. V. 56. P. 399–430.

183. Skublov S.G., Berezin A.V., Li X.-H., Li Q.-L., Salimgaraeva L.I., Travin V.V., Rezvukhin D.I. Zircons from a Pegmatite Cutting Eclogite (Gridino, Belomorian Mobile Belt): U-Pb-O and Trace Element Constraints on Eclogite Metamorphism and Fluid Activity. Geosciences. 2020. V. 10. P. 197–217.

184. Slabunov A.I., Guo J., Balagansky V.V., Lubnina N.V., Zhang L. Early Precambrian Crustal evolution of the Belomorian and Trans-North China orogens and supercontinents reconstruction // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8(3). P. 569–572.

185. Söderlund U., Johansson L. A. simple way to extract baddeleyite (ZrO2). Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. 3.

186. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.

187. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.

188. Stepanova A.V., Stepanov V.S. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. V. 183. P. 602–616.

189. Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Azimov P., Egorova S.V., Larionova Y.O., Sukhanova M.A., Kervinen A.V., Maksimov O.A. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian province, eastern Fennoscandian Shield: Barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogeny. In Large Igneous Provinces and Their Plumbing Systems. Geological Society of London Special Publications; Srivastava R.K., Ernst R.E., Buchan K.L., De Kock M. Eds. Geological Society of London: London. UK. 2021. N 518.

190. Stern R.J. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time // Geology. 2005. V. 33. P. 557–560.

191. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. 42, 313–345.

192. Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology. 2009. V. 17. P. 684–706.

193. Tsujimori T., Mattinson C. Eclogites in different tectonic settings. In Encyclopedia of Geology, 2nd ed.; Elias S., Alderton D., Eds.; Elsevier: Oxford. UK. 2020. P. 561–568.

194. Volodichev O.I., Maksimov O.A., Kuzenko T.I., Slabunov A.I. Archean Zircons with Omphacite Inclusions from Eclogites of 165 the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: The First Finding. Minerals. 2021. V. 11. 1029.

195. Volodichev O.I., Maksimov O.A., Kuzenko T.I., Slabunov A.I. "Reply to Skublov et al. 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" Minerals. 2022. 12. № 2. C. 142.

196. Volodichev O.I., Slabunov A.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Sibelev O.S. Archean eclogites and Paleoproterozoic eclogitized gabbroids, Gridino area, White sea. In: Precambrian high-grade mobile belts. Belomorian mobile belt in the eastern Fennoscandian Shield. Field Guidebook. Petrozavodsk: KRC RAS. 2014. P. 7 – 32.

197. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contr. Miner. Petrol. 2006a. V. 151. P. 413–433.

198. Watson E.B., Hayden L.A., Wark D.A., Cherniak D.J., Thomas J.B., Manchester J.E. New crystallization thermometers for zircon, rutile and sphene; calibrations, diffusion considerations, and applications // Northeastern Section – 41st Annual Meeting: abstracts with Programs. Geological Society of America. 20066. V. 38. N 2. P. 5.

199. Wells P.R.A. P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland. J. Geol. Soc., London, 1979, V. 136, P. 663–671.

200. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rockforming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

201. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–23.

202. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

203. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 28. P. 459–469.

204. Windley B.F., Kusky T., Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean // Precambrian Res. 2021. V. 35. 105980.

205. Wu Y., Zheng Y. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age // Chinese Sci. Bull. 2004. V. 49. № 15. P. 1554–1569.

206. Yu H., Zhang L., Lanari P., Rubatto D., Li X. Garnet Lu–Hf geochronology and P-T path of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia // Lithos. 2019. V. 326–327. P. 313–326.

207. Yu H.L., Zhang L.F., Wei C.J., Li X.L., Guo J.H. Age and P–T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia // Journal of Metamorphic Geology. 2017. V. 35. P. 855–869.

Приложение А. Таблицы

Таблица 1. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в эклогитах Гридинского комплекса.

№ обр.	GR170	GR170-1	CT2E	СТ2Ж	СТ2Ж-1	СТ2Ж-2	CT1A-1	СТ1Б
SiO ₂	48.24	47.78	48.5	49.05	48.3	47.38	52.02	48.82
TiO ₂	0.52	0.81	0.77	0.48	0.57	0.57	0.89	0.83
Al ₂ O ₃	15.12	14.68	14.17	13.08	14.82	14.35	16.18	15.17
Fe ₂ O _{3(t)}	10.50	13.87	12.56	11.10	11.62	11.52	10.91	12.15
MnO	0.242	0.261	0.217	0.223	0.21	0.231	0.227	0.211
MgO	8.53	9.11	8.82	8.75	8.7	9.4	4.97	7.45
CaO	12.81	11.02	11.52	14.64	12.7	13.43	11.74	11.52
Na ₂ O	3.24	2.76	2.33	2.75	2.57	2.42	2.18	2.23
K ₂ O	0.03	0.01	0.45	0.15	0.68	0.31	0.18	0.4
P ₂ O ₅	0.16	0.17	0.12	0.18	0.16	0.22	0.1	0.09
ппп	0.94	0.17	1.22	0.13	0.17	0.58	1.1	1.72
Cr	787.90	358.10	418.20	889.00	946.40	827.10	333.40	281.50
Ni	3.34	1.82	177.80	243.50	184.40	178.00	132.80	168.20
Со	68.85	38.33	42.89	54.22	42.01	39.58	43.85	48.73
Sc	0.20	0.07	39.16	30.80	34.64	30.69	38.41	37.44
V	1.27	0.42	230.40	232.30	252.50	259.20	257.30	258.90
Cu	14.25	14.06	54.12	136.80	60.21	50.63	54.00	35.93
Rb	1.93	0.91	17.02	4.19	27.10	12.23	3.07	9.87
Ba	17.80	16.00	72.74	20.46	91.56	51.61	27.72	68.42
Sr	68.85	38.33	38.66	38.11	40.59	37.22	166.70	58.53
Та	0.18	0.12	0.17	0.15	0.12	0.11	0.20	0.16
Nb	0.57	0.41	1.56	1.11	1.10	0.71	1.28	1.61
Hf	0.60	0.61	0.58	0.59	0.52	0.55	0.48	0.63
Zr	2.34	1.94	13.14	13.04	11.03	10.20	10.92	15.21
Ti								
Y	0.32	0.30	16.20	11.49	11.75	9.66	17.67	17.88
Th	0.20	0.07	0.68	0.68	0.92	0.50	0.10	0.41
U	0.24	0.04	0.28	0.74	0.35	0.30	0.12	0.20
La	1.27	0.42	2.97	3.17	2.66	3.49	2.99	2.53
Ce	3.92	1.51	7.81	8.45	6.88	8.45	7.87	6.48
Pr	0.61	0.26	1.28	1.28	1.10	1.38	1.26	1.06
Nd	3.34	1.82	6.46	6.01	5.33	6.42	6.70	5.40
Sm	1.14	0.98	1.95	1.80	1.60	1.65	2.28	1.84
Eu	0.34	0.41	0.53	0.48	0.45	0.42	0.79	0.65
Gd	1.64	1.62	2.25	2.18	1.75	1.66	2.95	2.66
Tb	0.32	0.30	0.42	0.38	0.30	0.29	0.53	0.49
Dy	2.34	1.94	2.93	2.41	2.16	1.85	3.37	3.36
Ho	0.57	0.41	0.67	0.49	0.49	0.41	0.72	0.72
Er	1.76	1.20	2.07	1.38	1.65	1.25	2.15	2.21
Tm	0.25	0.16	0.30	0.20	0.24	0.18	0.31	0.33
Yb	1.73	1.11	2.07	1.27	1.57	1.22	2.10	2.13
Lu	0.25	0.17	0.31	0.19	0.23	0.18	0.32	0.32

Таблица 2. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в гранатовых ортопироксенитах Гридинского комплекса.

№ обр.	GR 62/1	GR 64	B251-1
SiO ₂	53.4	52.14	52.5
TiO ₂	0.5	0.41	0.33
Al ₂ O ₃	7.02	6.05	6.33
Fe ₂ O _{3(t)}	10.76	16.503	13.465
MnO	0.187	0.234	0.254
MgO	14.22	18.94	21.1
CaO	10.44	4.16	3.83
Na ₂ O	1.48	0.99	1.26
K ₂ O	0.41	0.4	0.35
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.03
ппп	1.38	1.02	1.26
Cr	1134.34	1815.86	1428
Ni	694.57	708.57	780.5
Co	65.43	73.49	73.34
Sc	39.68	-	24.37
V	370.17	480.88	151.7
Cu	190.58	31.82	32.66
Rb	2.04	5.99	-
Ba	26.94	60.14	37.17
Sr	80.17	49.45	64.92
Та	0.19	0.24	0.06
Nb	2.04	3.04	7.06
Hf	0.76	0.43	0.6
Zr	14.01	6.61	9.17
Y	14.38	10.26	10.43
Th	0.10	0.14	0.1
U	0.02	0.015	0.02
La	5.81	6.57	3.78
Ce	16.59	21.32	10.3
Pr	2.17	3.10	1.46
Nd	9.64	14.00	7.06
Sm	2.39	2.97	1.82
Eu	0.66	0.59	0.44
Gd	2.65	2.39	1.94
Tb	0.48	0.37	0.32
Dy	2.73	1.98	2.06
Но	0.53	0.39	0.4
Er	1.51	1.04	1.28
Tm	0.27	0.22	0.17
Yb	1.41	1.03	1.29
Lu	0.20	0.14	0.18

	GR10-6/2	1602	GR10-	258	1603-2a	258a	1603a
№ oop.			6/1				
SiO ₂	43.52	40.24	45.50	44.1	40.16	-	39.73
TiO ₂	0.43	3.63	1.57	0.52	0.32	-	0.23
Al ₂ O ₃	28.64	27.26	26.51	28.27	30.84	-	31.24
Fe ₂ O _{3(t)}	2.768	2.646	2.473	2.673	3.053	-	2.714
MnO	0.02	0.019	0.01	0.018	0.021	-	0.01
MgO	0.11	0.51	0.05	0.41	0.35	-	0.34
CaO	21.24	23.00	21.43	21.50	22.40	-	23.10
Na ₂ O	0.58	0.11	0.24	0.32	0.48	-	0.10
K ₂ O	0.23	0.01	0.04	0.14	0.10	-	0.08
P_2O_5	0.06	0.32	0.15	0.03	0.07	-	0.05
H ₂ O	0.07	0.01	0.03	0.03	0.19	-	0.02
ппп	-	1.93	1.77	1.93	1.78	-	2.02
Cr	88.00	1044	564.00	154.35	35.61	291.1	83.13
Ni	7.00	16.42	80.00	6.69	15.70	2.57	13.59
Со	1.00	0.64	1.00	1.69	0.68	1.51	0.66
Sc	6.00	58.44	43.00	-	4.51	-	13.03
V	73.00	131.80	137.00	75.99	71.36	53.34	81.62
Cu	12.00	8.81	33.00	-	3.73	-	4.10
Rb	5.00	0	1.00	2.66	1.59	0	0.83
Ba	16.00	9.39	0	14.95	18.58	11.80	-
Sr	1053	1034	1132	1214.44	1080	1159	1352
Та	0.28	2.20	1.61	0	0.19	-	0.35
Nb	4.00	30.56	17.10	4.79	2.43	2.22	2.10
Hf	1.67	3.73	3.06	-	1.38	-	0.88
Zr	38.00	106.60	63.00	42.99	42.29	663.3	24.27
Ti	2578	21350	9412	3117	1583	1492	1532
Y	6.00	17.61	19.00	7.43	5.77	7.40	10.99
Th	3.01	2.58	1.55	3.03	5.73	1.30	3.56
U	0.14	0.50	0.28	0.17	0.24	0.18	0.18
La	26.04	19.11	24.92	31.02	29.53	36.41	-
Ce	48.54	33.52	62.14	58.37	39.78	67.72	66.80
Pr	4.71	4.87	7.72	5.80	5.13	5.27	8.89
Nd	18.46	18.91	34.92	22.95	17.10	25.56	31.53
Sm	2.75	3.98	7.36	3.20	2.25	3.80	5.15
Eu	0.94	0.96	0.84	1.13	1.12	1.19	1.48
Gd	2.38	3.58	5.95	2.98	1.57	4.09	3.76
Tb	0.24	0.60	0.78	0.32	0.21	0.41	0.50
Dy	1.28	3.55	4.44	1.63	1.11	2.20	2.38
Но	0.22	0.73	0.77	0.28	0.21	0.29	0.41
Er	0.66	2.20	2.24	0.82	0.67	0.81	1.16
Tm	0.08	0.34	0.26	0.10	0.09	0.10	0.16
Yb	0.59	2.35	2.04	0.76	0.70	0.60	0.99
Lu	0.07	0.34	0.24	0.10	0.10	0.09	0.14

Таблица 3. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в цоизититах Гридинского комплекса.

Таблица 4. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в метаэндербитах Гридинского комплекса.

1 ' '					
№ обр.	G1352	G1017-5	GR65	E 2922-20	E-2922-1a
SiO ₂	69.52	72.23	71.9	70.15	69.7
TiO ₂	0.45	0.31	0.29	0.34	0.32
Al ₂ O ₃	15.04	14.09	15	15.4	15.8
Fe ₂ O _{3(t)}	3.71	3.28	2.47	3.28	3.47
MnO	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04
MgO	1.40	1.02	0.82	0.94	1.25
CaO	4.60	3.92	4.08	2.9	3.89
Na ₂ O	4.31	3.80	4.67	5.01	4.44
K ₂ O	0.37	0.61	0.52	1.34	0.86
P ₂ O ₅	0.20	0.11	0.15	0.12	0.09
ппп	0.46	0.70	0.23	0.4	0.34
Cr	64.11	92.42	22.08	34	-
Ni	34.68	8.42	9.62	8	-
Со	8.202	6.17	5.25	8	-
Sc	17.83	2.95	-	5	-
V	30.89	29.79	421.36	36	-
Rb	1.951	8.61	6.59	16	-
Ba	103.7	122.28	168.53	307	-
Sr	225.4	176.93	252.82	246	-
Та	0.222	0.21	0.16	0.16	-
Nb	2.037	2.36	1.29	3.5	-
Hf	0.67	1.13	0.60	2.32	-
Zr	31.76	33.34	19.93	91	-
Y	3.804	1.90	1.56	4	-
Th	0.392	0.17	0.13	0.13	-
U	0.088	0.07	0.04	0.10	-
La	8.245	8.26	6.51	10.41	-
Ce	14.94	11.96	11.38	19.62	-
Pr	1.712	1.38	1.11	2.08	-
Nd	6.793	4.54	4.16	7.87	-
Sm	1.282	0.78	0.67	1.46	-
Eu	0.729	0.58	0.60	0.73	-
Gd	1.336	0.82	0.62	1.17	-
Tb	0.16	0.09	0.06	0.15	-
Dy	0.744	0.44	-	0.73	_
Но	0.145	0.08	0.06	0.14	-
Er	0.423	0.24	0.16	0.33	-
Tm	0.06	0.03	-	0.05	-
Yb	0.936	0.22	0.18	0.31	-
Lu	0.06	0.03	-	0.05	-

					Эклогиты (Столбиха)								
		Ранние	(CT-1)					Поздние	e (CT-2)				
	Омфацит		Диопсид	Į		Омф	ацит			Диог	ісид		
					В ма	триксе по	роды	Вкл. в					
								Zrn					
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
SiO ₂	52.98	50.91	50.47	50.65	53.07	54.74	54.45	55.28	51.77	52.45	52.93	53.16	
Al ₂ O ₃	9.36	2.96	6.21	6.79	7.59	7.92	7.56	6.56	5.34	6.68	4.17	3.75	
FeO	6	9.57	8.99	9	5.12	4.6	4.9	5.12	7.25	7.37	6	6.69	
MgO	9.25	12.25	10.97	10.8	10.51	10.99	10.9	11.93	11.74	11.36	13.21	13	
CaO	17.74	22.95	22.66	22.58	17.57	17.65	17.82	17.44	21.52	19.85	22.09	21.68	
Na ₂ O	4.03	0.7	1.35	1.11	4.45	4.59	4.64	3.65	2.02	2.88	1.52	1.74	
Сумма	99.36	99.34 100.65 100.93			98.31	100.49	100.27	99.98	99.64	100.59	99.92	100.02	
0	6	6 6 6			6	6	6	6	6	6	6	6	
Si	1.93	1.91	1.86	1.87	1.94	1.95	1.95	2	1.91	1.90	1.94	1.95	
Al	0.40	0.13	0.27	0.29	0.33	0.33	0.32	0	0.23	0.29	0.18	0.16	
AlVI	0.34	0.04	0.13	0.16	0.27	0.29	0.27	0.28	0.14	0.19	0.12	0.11	
Fe ³⁺	0.02	0.10	0.11	0.05	0.11	0.08	0.11	0	0.10	0.11	0.05	0.06	
Fe ²⁺	0.17	0.20	0.17	0.22	0.05	0.06	0.04	0.15	0.13	0.11	0.14	0.14	
Mg	0.50	0.68	0.60	0.59	0.57	0.58	0.58	0.64	0.64	0.61	0.72	0.71	
Ca	0.69	0.92	0.89	0.89	0.69	0.67	0.68	0.67	0.85	0.77	0.87	0.85	
Na	0.28	0.05	0.10	0.08	0.32	0.32	0.32	0.26	0.14	0.20	0.11	0.12	
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Jd, %	28	4	10	8	27	29	27	25.4	14	19	11	11	
Ac, %	0	1	0	0	5	3	5	0	0	1	0	1	
Di, %	72	95	90	92	68	68	68	74.6	86	80	89	88	
Ca/(Ca+Na)	0.71	0.95	0.90	0.92	0.69	0.68	0.68	0.72	0.85	0.79	0.89	0.87	
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.75	0.77	0.78	0.73	0.92	0.91	0.93	0.81	0.84	0.84	0.84	0.83	

Таблица 5. Химические, кристаллохимические и модальные составы клинопироксенов из эклогитов Гридинского комплекса.

		Эклогиты (Самылино, GR170) Омфацит Лиопсил												
		Омф	ацит					Диог	ісид					
	Включ	ения в	В мат	риксе	Включ	ения в	Включ	ения в ом	фаците	E	В матриксе	5		
	граг	нате			гран	нате								
№ анализа	3.1	12.1	5.2	2.1	16	11.1	4.4	4.5	6.13	4.4	5.3	5.5		
SiO ₂	54.4	54.23	53.89	53.02	53.23	52.09	53.49	53.41	51.34	52.14	53.4	52.69		
Al ₂ O ₃	9.65	9.01	9.45	9.34	2.28	3.58	3.79	3.37	4.02	6.93	3.81	4.37		
FeO	5.81	5.91	6.32	5.59	7.12	7.00	5.53	5.53	7.08	4.42	3.61	4.64		
MgO	9.47	9.91	8.95	10.29	14.21	12.99	13.82	14.05	12.99	11.97	14.55	13.76		
CaO	15.82	16.04	15.92	16.67	22.75	21.96	23.12	23.18	22.44	20.32	22.7	23.18		
Na ₂ O	5.02	5.22	5.08	4.87	1.19	2.09	1.01	1.48	1.32	3.37	1.63	1.03		
Сумма	100.17	100.32	99.61	99.78	100.78	99.71	100.76	101.02	99.19	99.15	99.70	99.67		
0	6	6	6	6	6 6		6	6	6	6	6	6		
Si	1.95	1.94	1.95	1.91	1.94	1.91	1.95	1.93	1.90	1.89	1.94	1.93		
Al	0.41	0.38	0.40	0.44	0.10	0.15	0.16	0.14	0.18	0.30	0.16	0.19		
AlVI	0.36	0.32	0.35	0.35	0.04	0.07	0.11	0.07	0.08	0.19	0.10	0.12		
Fe ³⁺	0.03	0.10	0.05	0.08	0.10	0.17	0.01	0.10	0.11	0.15	0.07	0.02		
Fe ²⁺	0.14	0.07	0.14	0.09	0.11	0.04	0.15	0.07	0.11	0.00	0.04	0.12		
Mg	0.51	0.53	0.48	0.50	0.77	0.71	0.75	0.76	0.72	0.65	0.79	0.75		
Ca	0.61	0.61	0.62	0.64	0.89	0.86	0.90	0.90	0.89	0.79	0.88	0.91		
Na	0.35	0.36	0.36	0.34	0.08	0.15	0.07	0.10	0.09	0.24	0.11	0.07		
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00		
Jd, %	35	32	35	34	4	7	7	7	8	19	10	7		
Ac, %	0	4	0	0	5	8	0	3	2	5	1	0		
Di, %	65	64	64	66	92	85	93	90	91	76	89	93		
Ca/(Ca+Na)	0.64	0.63	0.63	0.65	0.91	0.85	0.93	0.90	0.90	0.77	0.89	0.93		
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.78	0.88	0.78	0.85	0.87	0.95	0.83	0.92	0.87	1.00	0.95	0.86		

Таблица 5. Химические, кристаллохимические и модальные составы клинопироксенов из эклогитов Гридинского комплекса. Продолжение.

		Эклогиты (Столбиха) Ранние эклогиты (СТ-1) Позлние эклогиты (СТ-2)												
		Ранние	е эклогить	л (CT-1)				Поз	здние эклс	огиты (СТ-	-2)			
№ анализа	A7/4	A15/7	A15/9	B1/4	B5/3	G3/8	G3/9	G3/11	G3/12	G 9/1	G9/2	G29/3	G29/6	
SiO ₂	38.85	38.06	38.6	38.4	37.98	38.87	38.26	38.71	38.79	38.74	38.76	38.12	38.92	
Al ₂ O ₃	21.12	21.33	21.55	20.84	21.5	21.9	21.84	21.73	21.54	21.27	21.82	21.38	20.53	
FeO	23.47	23.17	23.53	24.06	24.43	23.22	24.35	22.96	23.22	22.42	23.6	24.29	22.18	
MnO	0.71	0.66	0.58	0.73	0.88	0.58	0.93	0.91	0.61	26.2	0.86	0.64	0.66	
MgO	4.9	3.49	5.55	6.03	5.34	6.65	6.35	6.09	6.21	6.76	5.49	6.52	6.51	
CaO	11.78	13.44	10.84	10.2	10.33	9.68	8.42	9.99	10.34	10.21	9.67	9.3	10.65	
Сумма	100.83	100.15	100.65	100.26	100.46	100.9	100.15	100.39	100.71	99.4	100.2	100.75	99.45	
0	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	
Si	2.99	2.97	2.97	2.97	2.94	2.97	2.95	2.98	2.97	2.99	3.00	2.93	3.01	
Al	1.92	1.96	1.95	1.90	1.96	1.97	1.99	1.97	1.94	1.94	1.99	1.93	1.87	
Fe ³⁺	0.10	0.11	0.11	0.17	0.17	0.10	0.10	0.08	0.11	0.08	0.02	0.18	0.10	
Fe ²⁺	1.41	1.40	1.40	1.38	1.41	1.38	1.47	1.40	1.38	1.37	1.51	1.37	1.34	
Mn	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.06	0.06	0.04	0.00	0.06	0.04	0.04	
Mg	0.56	0.41	0.64	0.69	0.61	0.76	0.73	0.70	0.71	0.78	0.63	0.75	0.75	
Ca	0.97	1.12	0.89	0.84	0.86	0.79	0.70	0.82	0.85	0.84	0.80	0.76	0.88	
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
X (Alm)	0.47	0.47	0.47	0.47	0.48	0.47	0.50	0.47	0.46	0.46	0.50	0.47	0.44	
X (Prp)	0.19	0.14	0.21	0.23	0.21	0.25	0.25	0.23	0.24	0.26	0.21	0.25	0.25	
X (Grs)	0.31	0.36	0.28	0.26	0.27	0.25	0.22	0.27	0.27	0.27	0.27	0.24	0.28	
X (Sps)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.0	0.0	0.01	0.01	
$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$	0.72	0.78	0.69	0.67	0.70	0.65	0.67	0.67	0.66	0.64	0.70	0.65	0.64	

Таблица 6. Химические, кристаллохимические и модальные составы гранатов из эклогитов Гридинского комплекса.

		Эклогит GR170 (Самылино) Центральная Промежуточная Краевая												
Часть граната		Центр	альная			Пр	омежуточ	ная		Кра	евая			
№ анализа	1	2	8	15	2	4	5	13	14	6	7			
SiO ₂	38.03	38.30	38.00	37.93	38.55	38.83	38.45	38.68	37.93	38.45	38.40			
Al ₂ O ₃	20.99	22.09	21.88	21.56	21.86	21.53	21.45	21.53	21.94	21.82	21.20			
FeO	26.83	25.56	26.37	26.54	24.20	23.93	24.26	23.95	24.83	23.78	24.43			
MnO	0.99	1.04	0.92	0.82	0.60	0.38	0.46	0.69	0.38	0.75	0.78			
MgO	5.69	5.49	5.79	6.32	7.47	7.33	7.96	7.32	7.19	7.69	6.47			
CaO	7.47	7.52	7.49	7.50	8.24	7.81	6.98	8.07	7.70	8.65	8.01			
Сумма	100.00	100.00	100.45	100.67	100.92	99.80	99.55	100.23	99.97	101.13	99.30			
0	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12			
Si	2.97	2.98	2.94	2.93	2.94	2.99	2.97	2.97	2.92	2.92	2.99			
Al	1.93	2.03	2.00	1.96	1.96	1.96	1.95	1.95	1.99	1.95	1.95			
Fe ³⁺	0.13	0.01	0.11	0.18	0.16	0.06	0.12	0.11	0.16	0.21	0.07			
Fe ²⁺	1.62	1.65	1.59	1.53	1.38	1.48	1.45	1.43	1.44	1.30	1.52			
Mn	0.07	0.07	0.06	0.05	0.04	0.02	0.03	0.05	0.03	0.05	0.05			
Mg	0.66	0.64	0.67	0.73	0.85	0.84	0.91	0.84	0.83	0.87	0.75			
Ca	0.62	0.63	0.62	0.62	0.67	0.64	0.58	0.66	0.64	0.70	0.67			
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00			
X (Alm)	0.56	0.56	0.56	0.55	0.50	0.51	0.51	0.50	0.52	0.48	0.52			
X (Prp)	0.21	0.21	0.22	0.23	0.27	0.28	0.30	0.27	0.27	0.28	0.25			
X (Grs)	0.20	0.21	0.20	0.20	0.22	0.21	0.19	0.22	0.21	0.22	0.22			
X (Sps)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02			
$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$	0.71	0.72	0.70	0.68	0.62	0.64	0.61	0.63	0.64	0.60	0.67			

Таблица 6. Химические, кристаллохимические и модальные составы гранатов из эклогитов Гридинского комплекса. Продолжение.

		Гранато	вые ортоп	ироксенит	ты (GR62)		Ν	Летаэндер	биты (V18	3)	Метаэндербиты (V9-6)		
Часть граната	Ι	Центральн	ая		Краевая								
№ анализа	1.4	4.6	6.8	1.3	4.3	4.5	5.2	5.4	6.2	7.1	10.4	9.5	3.1
SiO ₂	38.6	38.44	38.86	39.36	38.55	39.6	38.85	38.64	39.05	37.72	38.27	38.36	37.66
Al ₂ O ₃	21.95	21.97	21.92	21.68	21.57	21.97	21.87	22.39	21.76	21.67	22.04	20.99	21.25
FeO	25.22	24.18	24.66	24.96	26.09	24.78	21.66	22.95	21.42	25.32	24.11	25.45	27.79
MnO	1.26	1.17	0.77	0.93	0.96	1.26	0.72	0.85	0.62	1.01	1.22	1.44	0.7
MgO	9.41	9.41	9.25	10.16	8.91	9.18	8.87	7.91	9.06	7.66	7.02	5.68	4.73
CaO	3.86	4.43	4.1	3.83	3.94	4.16	7.46	7.95	7.45	6.36	6.91	8.27	7.73
Сумма	100.3	99.6	99.56	100.92	100.02	100.95	99.43	100.69	99.36	99.74	99.57	100.19	99.86
0	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.95	2.95	2.99	2.98	2.96	3.01	2.97	2.94	2.99	2.92	2.96	2.98	2.96
Al	1.98	1.99	1.98	1.93	1.95	1.97	1.97	2.01	1.96	1.97	2.01	1.92	1.97
Fe ³⁺	0.13	0.12	0.04	0.11	0.12	0.02	0.08	0.12	0.06	0.19	0.06	0.11	0.11
Fe ²⁺	1.48	1.43	1.54	1.46	1.56	1.55	1.30	1.34	1.30	1.44	1.50	1.54	1.71
Mn	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.08	0.05	0.05	0.04	0.07	0.08	0.09	0.05
Mg	1.07	1.08	1.06	1.14	1.02	1.04	1.01	0.90	1.03	0.88	0.81	0.66	0.55
Ca	0.32	0.36	0.34	0.31	0.32	0.34	0.61	0.65	0.61	0.53	0.57	0.69	0.65
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
X (Alm)	0.51	0.49	0.52	0.50	0.53	0.52	0.45	0.47	0.44	0.51	0.51	0.53	0.59
X (Prp)	0.36	0.36	0.35	0.38	0.34	0.35	0.34	0.30	0.35	0.30	0.27	0.22	0.19
X (Grs)	0.10	0.12	0.11	0.10	0.10	0.11	0.20	0.21	0.20	0.16	0.19	0.22	0.21
X (Sps)	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02
$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$	0.58	0.57	0.59	0.56	0.60	0.60	0.56	0.60	0.56	0.62	0.65	0.70	0.76

Таблица 7. Химические, кристаллохимические и модальные составы гранатов из гранатовых ортопироксенитов и метаэндербитов Гридинского комплекса.

	Эклогиты (Столбиха)														
№ образца]	Ранние	эклогиті	ы (СТ-1))				Позді	ние экло	огиты (С	CT-2)		
№ анализа	B3/4	B5/6	A3/3	A11/7	A13/1	A23/7	A21/4	G4/6	G6/7	G15/3	G8/6	G12/2	G3/5	G2/6	G12/8
SiO ₂	62.67	61.54	55.07	57.17	45.63	57.95	44.89	62.4	62.41	63.17	62.86	64.13	62.11	61.52	61.62
Al ₂ O ₃	23.3	24.19	29.04	27.32	34.96	26.89	35.43	23.08	24.2	23.04	22.64	22.46	24.03	23.11	23.65
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.38	6.11	10.37	9.56	17.89	8.71	19.23	4.68	5.26	4.48	4.25	3.22	5.42	5.31	5.43
Na ₂ O	8.48	9.13	5.99	6.19	1.37	7.39	1.06	9.39	9.03	9.7	9.13	10.33	8.44	9.21	8.89
K ₂ O	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.26	0.00
Сумма	100.46	100.97	100.47	100.24	99.85	100.94	100.61	99.55	100.9	100.39	99.96	100.14	100.45	99.41	100.12
0		8													
Si	2.77	2.69	2.46	2.56	2.10	2.56	2.05	2.77	2.74	2.77	2.77	2.81	2.74	2.73	2.73
Al	1.21	1.25	1.53	1.44	1.90	1.40	1.91	1.21	1.25	1.19	1.18	1.16	1.25	1.21	1.23
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.25	0.29	0.50	0.46	0.88	0.41	0.94	0.22	0.25	0.21	0.20	0.15	0.26	0.25	0.26
Na	0.73	0.77	0.52	0.54	0.12	0.63	0.09	0.81	0.77	0.82	0.78	0.88	0.72	0.79	0.76
K	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
Сумма	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99
X(Ca)	0.25	0.27	0.49	0.46	0.88	0.39	0.91	0.22	0.24	0.20	0.20	0.15	0.26	0.24	0.25
X(Na)	0.71	0.73	0.51	0.54	0.12	0.61	0.09	0.78	0.76	0.80	0.80	0.85	0.72	0.75	0.75
<i>X</i> (K)	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00

Таблица 8. Химические, кристаллохимические и модальные составы плагиоклазов из эклогитов Гридинского комплекса.

Таблица 8. Химические, кристаллохимические и модальные составы плагиоклазов из эклогитов Гридинского комплекса. Продолжение

	Эклогиты GR170 (Самылино)														
Положение	Включ	ения в і	ранате	Вк	лючени	ЯВ		В мат	риксе		3	ональнь	ые симп	ілектиті	ы
				C	мфацит	e						B	матрико	ce	
№ анализа	7.7	11.3	11.4	4.7	6.1	7.5	18.7	6.5	8.8	9.8	6.4	1.4	4.1	13.5	5.1
SiO ₂	61.28	63.25	62.85	61.86	60.77	58.26	62.01	61.46	57.5	46.21	62.66	63.38	61.4	60.26	61.24
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.99
Al ₂ O ₃	23.60	23.83	23.60	23.79	23.27	20.58	23.89	23.63	26.93	33.95	22.76	23.15	23.13	20.57	21.56
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.73	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.31	4.89	5.08	6.17	7.09	9.58	5.73	5.32	9.18	18.19	4.44	4.63	5.46	7.98	7.73
Na ₂ O	9.14	9.36	9.31	8.87	8.2	8.36	9.09	8.77	6.6	1.31	9.53	9.82	8.98	9.22	8.55
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.33	101.33	100.85	100.69	100.06	99.94	100.72	99.19	100.21	99.66	99.68	100.99	98.97	98.80	100.07
0		8													
Si	2.72	2.76	2.75	2.73	2.71	2.66	2.72	2.74	2.57	2.13	2.77	2.76	2.74	2.70	2.73
Al	1.24	1.22	1.22	1.24	1.22	1.11	1.24	1.24	1.42	1.85	1.19	1.19	1.22	1.09	1.13
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04
Ca	0.25	0.23	0.24	0.29	0.34	0.47	0.27	0.25	0.44	0.90	0.21	0.22	0.26	0.38	0.37
Na	0.79	0.79	0.79	0.76	0.71	0.74	0.77	0.76	0.57	0.12	0.82	0.83	0.78	0.80	0.74
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	5.00	5.00	5.00	5.03	5.03	5.16	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
X(Ca)	0.24	0.22	0.23	0.28	0.32	0.39	0.26	0.25	0.43	0.88	0.20	0.21	0.25	0.32	0.33
X(Na)	0.76	0.78	0.77	0.72	0.68	0.57	0.74	0.75	0.57	0.12	0.78	0.79	0.75	0.68	0.67
X(K)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00

	Цоизититы														
№ образца		25	8-4		GR-10				258-3					258-4	
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48.29	50.94	50.13	67.69	68.20	52.52	52.48	52.50	53.55	50.91	54.65	56.77	68.24	66.94	68.38
Al ₂ O ₃	33.15	30.34	30.93	19.73	20.76	29.66	29.86	31.20	30.15	31.06	26.02	26.56	18.57	20.60	20.47
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76
CaO	16.95	13.13	13.38	0.00	0.49	13.53	12.63	13.46	12.40	14.29	10.98	8.93	3.38	1.12	0.00
Na ₂ O	2.38	3.89	4.65	11.35	12.13	3.79	4.71	4.43	4.97	3.96	7.09	7.00	9.65	11.57	10.45
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88
Сумма	100.77	98.30	99.09	98.77	101.58	99.50	99.68	101.59	101.07	100.22	98.74	99.26	99.84	100.23	100.94
Ο								8							
Si	2.19	2.35	2.28	3.00	2.92	2.40	2.38	2.34	2.39	2.30	2.47	2.55	3.03	2.91	2.97
Al	1.77	1.65	1.66	1.03	1.05	1.60	1.59	1.64	1.59	1.66	1.38	1.41	0.97	1.06	1.05
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Ca	0.82	0.65	0.65	0.00	0.02	0.66	0.61	0.64	0.59	0.69	0.53	0.43	0.16	0.05	0.00
Na	0.21	0.35	0.41	0.97	1.01	0.34	0.41	0.38	0.43	0.35	0.62	0.61	0.83	0.98	0.88
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Сумма	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00
X(Ca)	0.80	0.65	0.61	0.00	0.02	0.66	0.60	0.63	0.58	0.67	0.46	0.41	0.16	0.05	0.00
X(Na)	0.20	0.35	0.39	1.00	0.98	0.34	0.40	0.37	0.42	0.33	0.54	0.59	0.84	0.95	94.7
<i>X</i> (K)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.3

Таблица 9. Химические, кристаллохимические и модальные составы плагиоклазов из цоизититов Гридинского комплекса.

Примечание. Анализы 1–3 – матрикс цоизитизированных анортозитов; 4–5 – включения в Zo I; 6–7 – в клинопироксен-плагиоклазовых полосах; 8–9 – включения в Ep II; 10–12 – в интерстициях кристаллов Zo III; 13–15 – симплектитовые срастания с Zo III.

Таблица 10. Химические, кристаллохимические и модальные соста	вы плагиоклазов из гранатовых ортопироксенитов и метаэндербитов
Гридинского комплекса	

	Гранат	овые ор	гопирок	сениты				Мет	аэндерб	ИТЫ			
№ образца		V	18			V	18				V9-6		
№ анализа	3.1	4.1	6.1	10.2	6.7	8.11	10.1	10.2	7.2	3.1	5.5	6.7	8.6
SiO ₂	62.55	62.87	61.27	59.80	59.79	60.33	61.15	58.89	61.97	61.04	62.43	62.12	59.55
Al ₂ O ₃	23.50	23.67	23.78	24.97	25.59	23.91	23.36	25.88	24.19	24.54	23.84	23.57	25.31
CaO	4.63	4.89	5.06	6.83	7.42	5.76	5.36	7.63	5.64	5.78	5.11	5.15	6.69
Na ₂ O	9.43	9.27	9.22	7.87	7.66	9.11	8.89	7.53	8.76	8.76	8.89	8.99	7.7
K ₂ O	0.17	0.07	0.00	0.05	0.00	0.3	0.44	0.00	0.33	0.00	0.41	0.27	0.32
Сумма	100.27	100.76	99.32	99.52	100.46	99.41	99.2	99.93	100.89	100.12	100.68	100.10	99.57
0							8						
Si	2.75	2.76	2.72	2.67	2.65	2.68	2.73	2.63	2.72	2.70	2.74	2.74	2.66
Al	1.22	1.22	1.24	1.32	1.34	1.25	1.23	1.36	1.25	1.28	1.23	1.23	1.33
Ca	0.22	0.23	0.24	0.33	0.35	0.27	0.26	0.36	0.27	0.27	0.24	0.24	0.32
Na	0.80	0.79	0.79	0.68	0.66	0.78	0.77	0.65	0.74	0.75	0.76	0.77	0.67
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02
Сумма	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
X(Ca)	0.21	0.22	0.23	0.32	0.35	0.25	0.24	0.36	0.26	0.27	0.24	0.24	0.32
X(Na)	0.78	0.77	0.77	0.67	0.65	0.73	0.73	0.64	0.72	0.73	0.74	0.75	0.66
X(K)	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02

	Ранние эклогиты Столбихи (СТ-1)											Позді	ние экло	гиты Сто	олбихи (CT-2)				
		Ганн	ие эклог	иты Сто	лоихи (С	_1-1)	T	Вкл. н	з Отр		n	Включен	ние в Grt		n		В	матрикс	ce	
№ ан.	9.1	10.1	11.1	5.1	5.5	7.8	8.3	3.1	3.3	5.1	5.2	3.11	3.7	5.22	11.4	8.2	10.1	7.1	2.6	7.5
SiO ₂	42.17	43.11	39.67	42.2	42.87	50.22	51.32	45.16	45.44	43.02	43.27	39.41	42.4	41.66	42.19	42.53	42.34	41.02	42.5	44.08
TiO2	1.5	1.38	0.00	0.59	1.37	0.00	0.00	0.85	0.86	0.76	0.65	1.16	2.45	0.55	0.47	0.72	0.89	2.28	0.00	0.85
Al_2O_3	14.14	13.47	15.81	14.09	14.4	6.82	5.71	14.96	14.72	15.01	15.22	17.54	13.85	15.07	14.22	14	14.75	14.45	15.01	14.69
FeO	12.79	13.79	20.87	18.34	11.59	14.05	12.62	9.32	11.12	11.49	10.85	12.91	11.81	12.52	13.76	11.98	12.35	13.02	13.16	12.18
MgO	10.83	12.02	7.3	8.57	12.12	14.15	14.64	13.32	13.21	13.39	13.9	10.31	12.26	12.22	12.19	13.02	13.09	12.09	12.29	13.69
CaO	12.05	11.95	12.27	11.53	12.97	12.51	13.09	9.39	10.61	11.71	11.72	11.02	11.43	11.43	11.35	11.59	11.57	11.25	11.9	11.19
Na ₂ O	1.99	2.04	1.43	1.63	1.04	0.00	0.00	3.74	3.23	3.08	3.19	3.93	3.33	3.33	3.37	3.16	3.2	3.1	3.49	3.37
K ₂ O	1.62	1.53	1.22	0.89	0.9	0.41	0.00	0.71	0.69	0.82	0.62	0.33	0.00	0.41	0.31	0.27	0.00	0.51	0.00	0.00
Cl ₂ O	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.24	1.02	0.48	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.09	99.75	98.57	97.84	97.26	98.16	97.38	97.45	99.88	99.28	99.42	97.85	98.55	97.67	98.71	97.27	98.19	97.72	98.35	100.05
0	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6.29	6.29	5.96	6.31	6.27	7.21	6.48	6.43	6.19	6.19	5.89	6.22	6.16	6.21	6.25	6.16	6.05	6.21	6.25	6.48
Al	1.72	1.71	2.04	1.69	1.73	0.79	1.52	1.57	1.81	1.81	2.11	1.78	1.85	1.79	1.75	1.84	1.95	1.79	1.75	1.52
Сум Т	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.17	0.15	0.00	0.07	0.15	0.00	0.09	0.09	0.08	0.07	0.13	0.27	0.06	0.05	0.08	0.10	0.25	0.00	0.09	0.09
Al	0.77	0.61	0.76	0.80	0.76	0.36	1.01	0.88	0.74	0.76	0.98	0.62	0.78	0.68	0.68	0.69	0.57	0.79	0.71	1.01
Fe ³⁺	0.00	0.10	0.66	0.27	0.21	0.36	0.13	0.13	0.13	0.15	0.12	0.04	0.14	0.19	0.15	0.21	0.15	0.13	0.25	0.13
Fe ²⁺	1.59	1.53	1.95	1.95	1.21	1.26	0.92	1.11	1.17	1.06	1.48	1.39	1.33	1.40	1.25	1.17	1.37	1.40	1.06	0.92
Mg	2.41	2.61	1.63	1.91	2.64	3.03	2.85	2.79	2.87	2.96	2.30	2.68	2.69	2.68	2.85	2.84	2.66	2.68	2.90	2.85
Сум С	4.94	5.00	5.00	5.00	4.97	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Fe ²⁺	0.00	0.05	0.01	0.07	0.00	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09	0.02	0.02	0.08	0.11	0.08	0.12	0.09	0.08	0.14	0.07
Ca	1.92	1.87	1.97	1.85	2.00	1.92	1.44	1.61	1.81	1.80	1.76	1.80	1.81	1.79	1.83	1.80	1.78	1.86	1.70	1.44
Na	0.08	0.08	0.01	0.08	0.00	0.00	0.49	0.32	0.12	0.12	0.22	0.18	0.11	0.10	0.09	0.08	0.13	0.06	0.16	0.49
Сум В	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.50	0.50	0.40	0.39	0.30	0.00	0.56	0.57	0.74	0.77	0.92	0.77	0.84	0.86	0.81	0.83	0.75	0.93	0.77	0.56
K	0.31	0.29	0.23	0.17	0.17	0.08	0.13	0.13	0.15	0.11	0.06	0.00	0.08	0.06	0.05	0.00	0.10	0.00	0.00	0.13
Сум А	0.81	0.78	0.64	0.56	0.50	0.08	0.69	0.69	0.89	0.88	0.98	0.77	0.92	0.92	0.86	0.83	0.85	0.93	0.77	0.69
Сумма	15.74	15.78	15.64	15.56	15.46	15.08	15.01	15.69	15.70	15.89	15.88	15.98	15.76	15.92	15.92	15.86	15.83	15.85	15.93	15.77
	Prg	Prg	Fe-Prg	Fe-Prg	Prg	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg

Таблица 11. Химические, кристаллохимические и модальные составы амфиболов из эклогитов Гридинского комплекса.

						Эв	логиты	GR170 (Самылин	ю)						
			Br	слючени	е в грана	те						В мат	риксе			
№ ан.	16.7	16.1	16.11	5.3	11.5	12.4	2.3	2.5	3.7	3.8	6.1	6.2	6.8	9.1	10.1	10.3
SiO ₂	43.04	46.59	45.37	43.18	43.93	45.88	46.06	44.79	46.82	41.88	42.92	41.65	42.09	44.03	42.73	44.01
TiO2	0.72	0.62	0.86	1.89	2.02	1.15	0.99	1.02	0.99	1.09	1.63	1.74	1.82	1.82	1.29	0.96
Al ₂ O ₃	13.05	9.31	12.34	12.71	12.32	11.44	11.45	11.71	10.73	15.02	12.93	13.33	12.46	12.84	13.31	13.05
FeO	12.12	11.11	10.87	12.13	10.84	10.93	10.77	11.81	11.46	12.98	13.53	13.02	14.4	11.46	14.70	13.47
MgO	13.08	14.59	14.64	13.11	13.49	14.28	14.11	13.78	14.16	12.36	12.2	12.25	11.31	13.56	12.16	12.43
CaO	11.99	12.81	11.95	12.13	12.01	12.02	11.84	11.94	12.45	11.92	11.88	12.45	12.74	12.27	12.16	12.11
Na ₂ O	3.18	2.06	2.69	2.91	2.75	2.96	2.65	2.41	2.95	3.39	2.86	2.97	2.66	2.85	2.89	2.45
Cl2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.18	97.09	98.72	98.06	97.36	98.66	97.87	97.46	99.56	98.64	97.95	97.41	97.48	98.83	99.24	98.47
0	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6.34	6.80	6.49	6.31	6.42	6.59	6.65	6.53	6.69	6.11	6.31	6.17	6.28	6.35	6.21	6.39
Al	1.66	1.20	1.51	1.69	1.59	1.41	1.35	1.48	1.31	1.89	1.69	1.83	1.72	1.65	1.79	1.61
Сум Т	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.08	0.07	0.09	0.21	0.22	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.18	0.19	0.20	0.20	0.14	0.11
Al	0.61	0.40	0.57	0.50	0.54	0.53	0.60	0.54	0.50	0.69	0.55	0.50	0.47	0.54	0.49	0.62
Fe ³⁺	0.09	0.08	0.16	0.07	0.03	0.05	0.07	0.14	0.00	0.13	0.11	0.12	0.03	0.06	0.32	0.21
Fe ²⁺	1.35	1.28	1.05	1.37	1.27	1.24	1.20	1.22	1.37	1.37	1.49	1.49	1.76	1.29	1.42	1.37
Mg	2.87	3.17	3.12	2.86	2.94	3.06	3.04	2.99	3.02	2.69	2.67	2.71	2.52	2.92	2.63	2.69
Сум С	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	4.98	5.00	5.00	5.00
Fe ²⁺	0.05	0.00	0.09	0.04	0.02	0.03	0.04	0.08	0.00	0.08	0.06	0.01	0.00	0.03	0.05	0.05
Ca	1.89	2.00	1.83	1.90	1.88	1.85	1.83	1.86	1.91	1.86	1.87	1.98	2.00	1.90	1.89	1.88
Na	0.05	0.00	0.08	0.06	0.10	0.12	0.13	0.06	0.09	0.06	0.07	0.01	0.00	0.07	0.06	0.06
Сум В	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Na	0.85	0.58	0.67	0.77	0.68	0.70	0.61	0.63	0.72	0.90	0.75	0.84	0.77	0.73	0.76	0.63
Сум А	0.85	0.59	0.67	0.77	0.68	0.70	0.61	0.63	0.72	0.90	0.75	0.84	0.81	0.73	0.76	0.63
Сумма	15.85	15.58	15.67	15.77	15.68	15.70	15.61	15.63	15.71	15.90	15.75	15.84	15.79	15.73	15.76	15.63
	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg

Таблица 11. Химические, кристаллохимические и модальные составы амфиболов из эклогитов Гридинского комплекса. Продолжение.

				Ι	ранатовы	е ортопиро	ксениты (Прянишн	ая) -			
		Вклю	учения в г	анате	pullulobb	e oprompo	(p	алу З матриксе	;		
№ ан.	1.5	3.1	5.2	7.3	9.8	1.6	3.6	5.3	6.5	7.5	11.1	14.2
SiO ₂	49.22	47.61	45.34	45.23	47.27	49.57	44.19	44.31	48.77	45.82	50.37	45.85
TiO2	0.86	0.91	1.86	1.52	0.74	0.78	1.47	1.83	1.16	1.26	0	0.92
Al ₂ O ₃	9.36	11.32	12.11	11.62	11.81	6.99	13.11	11.96	8.49	11.71	7.44	10.38
FeO	9.43	7.88	7.74	9.3	9.46	9.75	10.36	10.52	9.71	9.77	9.87	11.98
MgO	16.81	17.07	15.75	15.42	16.3	16.73	14.4	13.79	16.32	15.44	16.59	14.08
CaO	11.64	11.94	11.08	11.86	11.39	11.81	11.73	11.53	12.18	11.9	12.38	12.2
Na ₂ O	1.45	1.78	2.2	1.76	1.92	1.19	2.45	2.19	1.65	2.14	1.37	1.69
K ₂ O	0.57	0.62	0.75	0.82	0.52	0.45	0.78	0.71	0.46	0.79	0.39	0.98
Сумма	99.34	99.13	96.83	97.53	99.41	97.27	98.49	96.84	98.74	98.83	98.41	98.08
0	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6.87	6.67	6.52	6.52	6.62	7.09	6.36	6.49	6.92	6.53	7.14	6.67
Al	1.13	1.33	1.48	1.48	1.38	0.91	1.64	1.51	1.08	1.47	0.86	1.33
Сум Т	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.09	0.10	0.20	0.17	0.08	0.08	0.16	0.20	0.12	0.14	0.00	0.10
Al	0.41	0.53	0.58	0.49	0.57	0.27	0.58	0.55	0.34	0.50	0.38	0.45
Fe ³⁺	0.36	0.20	0.15	0.16	0.29	0.29	0.14	0.09	0.12	0.15	0.18	0.10
Fe ²⁺	0.64	0.61	0.69	0.86	0.66	0.80	1.03	1.15	0.97	0.93	0.94	1.30
Mg	3.50	3.56	3.38	3.31	3.41	3.57	3.09	3.01	3.45	3.28	3.50	3.05
Сум С	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Fe ²⁺	0.10	0.12	0.09	0.09	0.16	0.08	0.08	0.05	0.07	0.09	0.05	0.06
Ca	1.74	1.79	1.71	1.83	1.71	1.81	1.81	1.81	1.85	1.82	1.88	1.90
Na	0.16	0.09	0.20	0.08	0.13	0.11	0.11	0.14	0.08	0.10	0.07	0.04
Сум В	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.24	0.39	0.41	0.42	0.40	0.22	0.57	0.48	0.37	0.50	0.31	0.44
K	0.10	0.11	0.14	0.15	0.09	0.08	0.14	0.13	0.08	0.14	0.07	0.18
Сум А	0.34	0.50	0.55	0.57	0.49	0.30	0.71	0.61	0.46	0.64	0.38	0.62
Сумма	15.34	15.50	15.55	15.57	15.49	15.30	15.72	15.61	15.46	15.64	15.38	15.62
	Mg-Hbl	Prg	Prg	Prg	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Prg	Prg	Mg-Hbl	Prg	Mg-Hbl	Prg

Таблица 12. Химические, кристаллохимические и модальные составы амфиболов из гранатовых ортопироксенитов Гридинского комплекса.

						1	Метаэн	ндербиты							
					V18 (Пр	янишная)						V9-	6 (Кокко	в-1)	
№ ан.	5.11	7.4	8.7	9.2	13.14	15.11	15.13	21.1	21.3	22.1	6.2	10.3	2.3	7.3	8.5
SiO ₂	44.18	48.57	48.95	48.37	46.39	44.71	45.14	49.74	50.9	50.48	45.94	45.67	45.81	43.82	40.99
TiO2	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.00	1.76
Al ₂ O ₃	12.72	9.5	9.38	10.45	11.67	13.01	13.49	8.53	7.68	8.47	10.3	10.55	10.8	12.5	13.22
FeO	11.79	9.36	9.32	10.36	8.99	10.52	11.37	9.56	8.97	8.93	15.11	15.03	15.32	15.46	17.05
MgO	13.53	16.47	16.08	16.18	16.07	14.84	14.53	16.97	17.04	16.64	12.86	12.62	12.33	11.92	9.56
CaO	12.02	12.36	11.94	12.22	12.05	12.5	12.49	12.13	12.08	12.21	11.65	12.1	11.79	12.03	12.08
Na ₂ O	1.77	1.18	1.07	1.02	1.53	1.19	1.33	1.2	0.88	0.9	1.1	1.17	1.62	0.91	1.37
K ₂ O	1.17	0.83	0.66	0.79	1.11	1.19	1.25	0.6	0.52	0.69	1.18	1.05	1.17	1.42	1.8
Сумма	97.65	98.27	97.4	99.39	97.81	97.96	99.6	98.73	98.07	98.32	98.14	98.19	99.42	98.06	97.83
0	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6.44	6.88	6.97	6.77	6.62	6.41	6.39	6.99	7.17	7.11	6.69	6.66	6.66	6.41	6.18
Al	1.56	1.12	1.03	1.23	1.38	1.59	1.61	1.01	0.83	0.89	1.31	1.34	1.35	1.59	1.82
Сум Т	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.20
Al	0.63	0.47	0.55	0.49	0.58	0.61	0.64	0.40	0.44	0.51	0.46	0.47	0.50	0.56	0.53
Fe ³⁺	0.24	0.31	0.26	0.50	0.34	0.52	0.50	0.36	0.26	0.21	0.52	0.46	0.17	0.63	0.20
Fe ²⁺	1.14	0.75	0.77	0.63	0.66	0.70	0.80	0.68	0.72	0.79	1.23	1.33	1.59	1.21	1.92
Mg	2.94	3.48	3.42	3.38	3.42	3.17	3.07	3.56	3.58	3.49	2.79	2.74	2.67	2.60	2.15
Сум С	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Fe ²⁺	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.04	0.05	0.08	0.08	0.06	0.09	0.05	0.10	0.05	0.02
Ca	1.88	1.88	1.82	1.83	1.84	1.92	1.89	1.83	1.82	1.84	1.82	1.89	1.84	1.89	1.95
Na	0.07	0.07	0.10	0.09	0.08	0.04	0.06	0.09	0.10	0.10	0.10	0.06	0.07	0.06	0.03
Сум В	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.44	0.26	0.19	0.19	0.34	0.29	0.31	0.23	0.14	0.15	0.21	0.27	0.39	0.20	0.37
K	0.22	0.15	0.12	0.14	0.20	0.22	0.23	0.11	0.09	0.12	0.22	0.20	0.22	0.27	0.35
Сум А	0.65	0.41	0.31	0.33	0.54	0.51	0.53	0.34	0.23	0.27	0.43	0.47	0.61	0.46	0.72
Сумма	15.65	15.41	15.31	15.33	15.54	15.51	15.53	15.34	15.23	15.27	15.43	15.47	15.61	15.46	15.72
	Prg	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Fe- Hbl	Prg	Prg	Prg	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Fe- Hbl	Mg-Hbl	Prg	Mg-Fe- Hbl	Prg

Таблица 12. Химические, кристаллохимические и модальные составы амфиболов из метаэндербитов Гридинского комплекса.

		Грана	товые орт	опироксен	ниты (GRé	52-2, Пряни	шная)		Метаэн	дербиты (V18, Пряни	ишная)
				Энс	татит					Энст	атит	
Положение		Це	ентр		К	рай	Поз	дние	Центр	корон	Край к	орон
№ анализа	1.2	4.1	4.4	8.3	6.1	6.4	11.2	11.2	12.2	12.3	15.5	20.3
SiO ₂	54.86	53.75	54.16	54.03	53.26	54.56	53.71	52.9	53.38	53.23	52.36	53.02
Al ₂ O ₃	0.82	1.05	1.10	0.90	1.68	1.24	1.18	1.22	1.18	1.21	1.98	1.25
FeO	18.95	19.89	19.21	20.19	20.11	20.28	22.62	24.02	20.55	21.34	21.01	20.55
MgO	25.63	24.45	25.55	24.26	23.76	23.83	23.3	22.11	24.69	24.53	23	24.2
CaO	0.39	0.31	0.26	0.5	0.38	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0
Сумма	100.26	99.14	100.02	99.38	98.81	99.91	100.81	100.25	99.8	100.31	98.35	99.02
0	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	2.00	1.98	1.97	1.99	1.98	2.01	1.98	1.97	1.96	1.95	1.97	1.97
Al	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.09	0.05
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.57	0.61	0.58	0.62	0.62	0.62	0.69	0.74	0.61	0.61	0.66	0.63
Mg	1.39	1.34	1.39	1.33	1.31	1.31	1.28	1.23	1.35	1.34	1.29	1.34
Ca	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	4.02	3.99	4.01	4	4	3.99	4	3.99	4	4	4	4
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.71	0.69	0.71	0.68	0.68	0.68	0.65	0.62	0.69	0.69	0.66	0.68

Таблица 13. Химические, кристаллохимические и модальные составы ортопироксенов из гранатовых ортопироксенитов и метаэндербитов Гридинского комплекса.

Таблица 14. Химические, кристаллохимические и модальные составы цоизитов и эпидотов из цоизититов Гридинского комплекса.

Компонент						Zo)-I						Zo-II	Zo-III	E	ŀp	Ep
№ обр.	1603-2в	1603-2в	1030	1030	258-4	258-4	1602	1602	1602-2	1602-2a	258-4a	258-4a	258-3	1603-1	258-4a	258-4a	258-3
№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Место ан.	центр	край	центр	край	ВКЛ	хозяин									ВКЛ	вкл	
SiO ₂	37.99	38.26	39.8	38.68	38.91	38.89	38.69	38.4	38.87	39.44	39.59	39.56	39.87	40.25	38.13	38.24	38.93
Al ₂ O ₃	31.53	30.93	32.75	30.7	31.15	30.59	31.3	31.35	30.93	31.1	32.08	31.5	33.08	32.23	29.97	27.7	28.7
Cr ₂ O ₃																0.6	
FeO*	1.86	2.6	1.89	2.67	2.41	2.52	1.47	2.41	2.36	2.47	1.04	2.39	1.6	1.05	3.17	5.48	5.59
CaO	24.2	24.69	25.51	24.84	24.96	24.26	24.18	24.18	25.11	25.33	25.16	23.53	24.13	25.83	24.96	24.36	24.65
K ₂ 0												0.43		0.4			
Сумма	95.58	96.48	99.95	96.89	97.43	96.26	95.64	96.34	97.27	98.34	97.87	97.41	98.68	99.76	96.23	96.38	97.87
0	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5
Si	2.98	2.99	2.99	3.01	3.01	3.04	3.03	3	3.01	3.02	3.01	3.05	3.01	3.03	3	3.05	3.05
Al	2.92	2.85	2.9	2.82	2.84	2.82	2.89	2.88	2.82	2.81	2.87	2.86	2.95	2.86	2.78	2.6	2.65
Cr																0.04	
Fe ³⁺	0.12	0.17	0.12	0.17	0.16	0.17	0.1	0.16	0.15	0.16	0.1	0.15	0.1	0.07	0.21	0.37	0.37
Ca	2.04	2.07	2.05	2.07	2.07	2.03	2.03	2.02	2.09	2.08	2.05	1.94	1.95	2.08	2.11	2.08	2.07
К												0.04		0.04			
Сумма	8.06	8.08	8.06	8.07	8.08	8.06	8.05	8.06	8.07	8.07	8.03	8.04	8.01	8.08	8.1	8.14	8.14
$X_{ m Ps}$	0.12	0.17	0.12	0.17	0.16	0.17	0.1	0.16	0.15	0.16	0.1	0.15	0.1	0.08	0.21	0.38	0.36

Таблица 15. U-Th-Pb изотопное (SHRIMP) датирование цирконов из эклогитов острова Столбиха (обр. СТ-2Д).

№ анализа	²⁰⁶ Pbc, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	²⁰⁶ Pb*, ppm	206 238	<u>Pb</u> U	²⁰⁷ H ²⁰⁶ H	<u>²b</u> ²b	D, %	$\frac{238}{206}$ Pb*	±%	$\frac{207}{206}$ Pb*	±%	$\frac{207 \text{Pb}}{235 \text{U}}^{*}$	±%	$\frac{206}{238}$ Pb	±%	Rho
1.1	0.14	74	0	0.01	22.2	1924	±23	1916	±21	0	2.876	1.4	0.1173	1.2	5.63	1.8	0.3477	1.4	.759
2.1	0.09	277	2	0.01	80.7	1880	±19	1894	±11	1	2.953	1.2	0.11594	0.59	5.414	1.3	0.3387	1.2	.894
3.1	0.20	203	20	0.10	70.2	2175	±22	2606	±10	20	2.492	1.2	0.175	0.62	9.68	1.4	0.4013	1.2	.888
3.2	0.20	76	0	0.00	22.9	1940	±23	1883	±23	-3	2.847	1.4	0.1152	1.3	5.58	1.9	0.3512	1.4	.728
4.1	0.34	51	8	0.16	23.4	2749	±33	2752	±16	0	1.88	1.5	0.1912	0.98	14.02	1.8	0.5319	1.5	.830
5.1	0.10	175	13	0.07	77.5	2677	±26	2676.5	± 9.9	0	1.943	1.2	0.1826	0.6	12.96	1.3	0.5147	1.2	.892
6.1	0.14	68	0	0.01	20.2	1902	±23	1904	±23	0	2.914	1.4	0.1166	1.3	5.52	1.9	0.3432	1.4	.740
7.1	0.07	89	1	0.01	26.8	1941	±22	1892	±18	-3	2.846	1.3	0.1157	1	5.607	1.7	0.3514	1.3	.787
8.1	0.09	226	2	0.01	55.7	1628	±17	1848	±13	14	3.481	1.2	0.113	0.7	4.475	1.4	0.2872	1.2	.864
9.1	0.14	72	0	0.01	21.6	1920	±23	1899	±23	-1	2.882	1.4	0.1162	1.3	5.56	1.9	0.347	1.4	.729
9.2	0.04	197	5	0.03	58.5	1916	±19	1906	±12	0	2.89	1.2	0.11669	0.69	5.567	1.4	0.346	1.2	.863
10.1	0.03	141	1	0.01	41.6	1903	±20	1885	±14	-1	2.913	1.2	0.11535	0.79	5.46	1.5	0.3433	1.2	.841
10.2	0.27	178	14	0.08	63.4	2236	±22	2405	±11	8	2.412	1.2	0.1553	0.65	8.87	1.4	0.4145	1.2	.877
11.1	0.16	112	3	0.02	31.4	1821	±20	1885	±19	3	3.063	1.3	0.1153	1.1	5.189	1.6	0.3264	1.3	.765
11.2	0.19	288	3	0.01	84.8	1898	±19	1870	±17	-1	2.921	1.2	0.1143	0.96	5.397	1.5	0.3423	1.2	.777
12.1	0.04	204	33	0.17	88.3	2635	±20	2688.2	± 8.4	2	1.98	0.9	0.18388	0.51	12.8	1	0.5049	0.9	.872
13.1	0.30	232	48	0.21	103	2673	±19	2694.1	± 8.1	1	1.946	0.87	0.18454	0.49	13.07	1	0.5139	0.87	.872
14.1	0.03	264	54	0.21	113	2597	±18	2652.5	± 7.5	2	2.016	0.82	0.17996	0.45	12.31	0.94	0.4961	0.82	.877
15.1	0.17	412	76	0.19	142	2167	±15	2588	±11	19	2.503	0.79	0.1731	0.65	9.537	1	0.3996	0.79	.770
16.1	0.28	92	2	0.02	27	1895	±17	1887	±24	0	2.927	1	0.1155	1.3	5.44	1.7	0.3417	1	.613
17.1	0.17	77	1	0.01	23.1	1926	±18	1915	±23	-1	2.872	1.1	0.1173	1.3	5.631	1.7	0.3482	1.1	.641
18.1	0.07	343	70	0.21	128	2318	±16	2524.7	± 7.4	9	2.31	0.8	0.16669	0.44	9.948	0.92	0.4328	0.8	.876
18.2	0.23	112	3	0.03	33	1896	±17	2025	±20	7	2.925	1	0.1248	1.1	5.882	1.5	0.3419	1	.673
19.1	1.24	335	50	0.16	106	2004	±34	2569	±21	28	2.742	2	0.1711	1.3	8.61	2.4	0.3647	2	.844
20.1	0.05	216	23	0.11	97.4	2714	±20	2678.4	± 8	-1	1.91	0.89	0.18279	0.48	13.19	1	0.5235	0.89	.880
21.1	0.24	126	1	0.01	35.3	1817	±15	1915	±19	5	3.072	0.97	0.1173	1.1	5.264	1.4	0.3255	0.97	.668

Таблица 16. U-Th-Pb изотопное (SHRIMP) датирование цирконов из эклогитов участка Самылино (обр. GR170).

N⁰	²⁰⁶ Pbc,	U,	Th,	²³² Th	²⁰⁶ Pb*,	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb		²³⁸ U	1.07	207Pb*	1.07	²⁰⁷ Pb [*]	+ 07	²⁰⁶ Pb*	+ 07	Dha
анализа	%	ppm	ppm	²³⁸ U	ppm	²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	D, %	$^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{206}\text{Pb}^*$	±%	²³⁵ U	±%	²³⁸ U	±%	Rno
1.1	0	5	0.6	0.12	2.27	2753 ± 97	2699 ± 74	-2	1.877	4.3	0.185	4.5	13.592	6.2	0.533	4.3	0.693
2.1	0.65	9	0.02	0	2.62	1893 ± 62	$1929 \pm \! 110$	2	2.93	3.8	0.118	6	5.56	7.1	0.341	3.8	0.531
3.1	2.25	7	0.1	0.01	3.12	2650 ± 90	$2654\pm\!\!110$	0	1.951	4.2	0.18	6.6	12.631	7.8	0.508	4.2	0.53
4.1	0.44	14	63	0.23	5.87	2529 ± 71	2555 ± 57	1	2.078	3.4	0.17	3.4	11.24	4.8	0.48	3.4	0.71
5.1	0.11	70	60	0.88	32.9	2803 ± 43	2801 ± 17	0	1.835	1.9	0.197	1.1	14.791	2.2	0.545	1.9	0.874
6.1	0.12	81	60	0.77	36.6	2719 ± 43	2695 ± 17	-1	1.905	1.9	0.185	1	13.364	2.2	0.525	1.9	0.883
7.1	0	91	65	0.74	44.1	2882 ± 43	2804 ± 14	-3	1.774	1.9	0.197	0.88	15.332	2.1	0.564	1.9	0.903
8.1	0	100	63	0.65	45.5	2749 ± 42	2727 ± 17	-1	1.88	1.9	0.188	1	13.81	2.1	0.532	1.9	0.882
9.1	0	103	61	0.61	48.2	2809 ± 42	2796 ± 16	0	1.831	1.9	0.196	0.97	14.781	2.1	0.546	1.9	0.886
10.1	0.07	262	51	0.2	112	2607 ± 37	2770 ± 11	6	2.006	1.7	0.193	0.64	13.283	1.8	0.499	1.7	0.937
11.1	0	4325	63	0.01	1950	2714 ± 36	2462 ± 3	-9	1.91	1.6	0.161	0.18	11.594	1.6	0.524	1.6	0.994
12.1	0.01	935	63	0.07	373	2457 ± 38	2455 ± 6	0	2.155	1.9	0.16	0.38	10.232	1.9	0.464	1.9	0.98
13.1	0.68	7	0.1	0.02	3.12	2550 ± 90	2700 ± 73	6	2.056	4.3	0.185	4.4	12.391	6.2	0.485	4.3	0.691
14.1	0	9	0.1	0.01	3.84	2685 ± 78	2771 ± 69	3	1.943	3.5	0.194	4.2	13.781	5.5	0.517	3.5	0.643
15.1	0	8	0.2	0.03	1.63	1412 ± 49	1466 ± 90	4	4.08	3.9	0.092	4.8	3.114	6.1	0.245	3.9	0.63
16.1	0	4	0.05	0.01	1.44	$2316\pm\!\!110$	2342 ± 95	1	2.31	5.6	0.15	5.5	8.922	7.8	0.432	5.6	0.709
17.1	0	16	1.3	0.08	5.06	2020 ± 56	1934 ± 65	-4	2.717	3.2	0.119	3.6	6.012	4.8	0.368	3.2	0.665
18.1	0	3	0.1	0.03	1.39	$2989 \pm\!\! 140$	3007 ± 84	1	1.695	5.8	0.224	5.2	18.231	7.8	0.59	5.8	0.744
19.1	0	6	0.1	0.02	2.93	2721 ± 89	2767 ± 67	2	1.904	4	0.193	4.1	13.961	5.7	0.525	4	0.701
20.1	0.48	32	0.9	0.03	6.46	1337 ± 30	1729 ± 75	29	4.342	2.5	0.106	4.1	3.364	4.8	0.23	2.5	0.517
21.1	0	3	1	0.33	1.84	2744 ± 100	2840 ± 74	3	1.884	4.7	0.202	4.6	14.762	6.5	0.531	4.7	0.715
22.1	2.29	10	0.55	0.06	3.12	2028 ± 128	2562 ± 88	24	2.705	7.4	0.17	5.3	8.689	9.1	0.37	7.4	0.813
23.1	0.64	11	0.16	0.02	3.46	1997 ± 57	1927 ± 83	-4	2.754	3.3	0.118	4.6	5.909	5.7	0.363	3.3	0.58
23.2	0.67	11	0.29	0.03	3.09	1879 ± 72	1990 ± 92	6	2.955	4.4	0.122	5.2	5.705	6.8	0.338	4.4	0.649
23.3	3.57	8	0.18	0.02	2.48	1938 ± 94	1496 ± 306	-34	2.852	5.6	0.093	16.2	4.516	17.1	0.351	5.6	0.327
23.4	0.1	614	20	0.03	189	1979 ± 45	2190 ± 13	11	2.783	2.7	0.137	0.7	6.789	2.8	0.359	2.7	0.965
23.5	0.31	16	0.09	0.01	4.82	1960 ± 65	1857 ± 83	-6	2.814	3.9	0.114	4.6	5.562	6	0.355	3.9	0.644
23.6	2.36	5	0	0.01	1.28	1552 ± 165	1726 ± 210	11	3.673	12	0.106	11.4	3.967	16.6	0.272	12	0.724
23.7	0	28	1	0.03	12.6	2733 ± 124	2753 ± 218	1	1.894	5.6	0.191	13.2	13.929	14.4	0.528	5.6	0.388
23.8	1.44	20	0.22	0.01	5.93	1917 ± 77	2027 ± 135	6	2.888	4.7	0.125	7.6	5.963	9	0.346	4.7	0.521

	таолиц	a 10. 0-	11-10	1301011		пип) датиров	ание цирконе	ы нэ эк.	юпитов	y fac i k	a Cambiji		op. OR17	<i>0).</i> mpc	должен	nc.	
N⁰	²⁰⁶ Pbc,	U,	Th,	232Th	²⁰⁶ Pb*,	²⁰⁶ Pb	<u>207Pb</u>	D %	²³⁸ U	+%	<u>207Pb</u> *	+%	207Pb*	+%	206Pb*	+%	Rho
анализа	%	ppm	ppm	²³⁸ U	ppm	²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	D, 70	²⁰⁶ Pb*	4/0	²⁰⁶ Pb*	± /0	²³⁵ U	±/0	²³⁸ U		Riio
23.9	6.48	11	0.15	0.01	3.4	1977 ± 84	2219 ± 175	13	2.787	4.9	0.139	10.1	6.893	11.2	0.359	4.9	0.44
24.1	1.99	12	0.23	0.02	3.81	2029 ± 65	2401 ± 95	18	2.704	3.7	0.155	5.6	7.899	6.7	0.37	3.7	0.554
25.1	0.25	10	0.25	0.03	3.17	2015 ± 61	1880 ± 80	-8	2.725	3.5	0.115	4.4	5.818	5.7	0.367	3.5	0.624
26.1	7.53	1	0.14	0.13	0.3	1808 ± 179	2057 ± 558	14	3.089	11.3	0.127	31.6	5.669	33.6	0.324	11.3	0.337
27.1	0.56	20	3.1	0.16	9.04	2778 ± 60	2751 ± 36	-1	1.856	2.7	0.191	2.2	14.188	3.4	0.539	2.7	0.775
28.1	4.84	8	0.13	0.02	2.93	2203 ± 74	2563 ± 114	17	2.455	4	0.171	6.8	9.582	7.9	0.407	4	0.504
29.1	0.28	7	0.1	0.01	2.65	2241 ± 78	1915 ± 85	-20	2.406	4.1	0.117	4.7	6.719	6.2	0.416	4.1	0.657
29.2	1.54	7	0.09	0.01	2.08	1850 ± 67	1821 ± 133	-2	3.008	4.2	0.111	7.3	5.102	8.5	0.332	4.2	0.495
30.1	0.33	5	0.04	0.01	1.79	2136 ± 93	1912 ± 79	-14	2.545	5.1	0.117	4.4	6.34	6.7	0.393	5.1	0.76
30.2	0.61	8	0.17	0.02	2.17	1787 ± 60	1814 ± 91	2	3.13	3.8	0.111	5	4.883	6.3	0.319	3.8	0.61
31.1	6.26	13	0.94	0.07	4.26	2034 ± 67	1897 ± 198	-8	2.696	3.9	0.116	11	5.937	11.7	0.371	3.9	0.331
32.1	1.08	16	1.2	0.08	4.56	1858 ± 46	2300 ± 79	22	2.994	2.9	0.146	4.6	6.723	5.4	0.334	2.9	0.529
33.1	0.01	1737	36	0.02	641	2305 ± 25	2611 ± 3	14	2.326	1.3	0.176	0.2	10.405	1.3	0.43	1.3	0.99
33.2	1.96	108	4	0.04	29.2	1767 ± 26	2326 ± 35	27	3.171	1.7	0.148	2	6.445	2.7	0.315	1.7	0.643
34.1	0.11	1206	54	0.05	389	2054 ± 24	2291 ± 8	12	2.664	1.3	0.145	0.5	7.52	1.4	0.375	1.3	0.941
35.1	0.02	526	25	0.05	230	2653 ± 30	2724 ± 6	3	1.964	1.4	0.188	0.3	13.192	1.4	0.509	1.4	0.97
36.1	1.29	11	0.12	0.01	3.07	1785 ± 55	1744 ± 107	-3	3.135	3.5	0.107	5.8	4.695	6.8	0.319	3.5	0.516
37.1	6.14	12	0.47	0.04	3.77	2035 ± 63	2257 ± 144	11	2.694	3.6	0.142	8.4	7.291	9.1	0.371	3.6	0.396
38.1	0.74	22	6.23	0.29	7.98	2282 ± 50	2534 ± 55	12	2.354	2.6	0.168	3.3	9.818	4.2	0.425	2.6	0.622

Таблица 16. U-Th-Pb изотопное (SHRIMP) датирование цирконов из эклогитов участка Самылино (обр. GR170). Продолжение.

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют номерам на рис. 11. Ошибки возраста для доверительного интервала 1*σ*; Pb_c и Pb^{*} - нерадиогенный и радиоагенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1*σ*) – 0.35%. Коррекция на Pb_c по измеренному ²⁰⁴Pb. D, % - дискордантность. Rho – коэффициент корреляции ошибок.

3

2.921

3.5 0.119

4.6

5.64

5.7

0.342

0.605

3.5

 1948 ± 82

0.16 0.02

39.1

0

11

3.19

 1898 ± 57

Таблица 17. U-Th-Pb изотопное (LA-ICP-MS) датирование цирконов из цоизититов острова Цоизититовый (обр. GR10).

N⁰	Th,	U,	Th	²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		-	²⁰⁸ Pb		²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		²⁰⁸ Pb		
анализа	ppm	ppm	U	²³⁸ U	18	²³⁵ U	ls	Rho	²³² Th	ls	²⁰⁶ Pb	ls	²³⁸ U	15	²³⁵ U	ls	²³² Th	18	D, %
1-2	9.48	20.69	0.46	0.54848	0.00775	15.21547	0.27256	0.9	0.15433	0.00458	2837	13	2819	32	2829	17	2901	80	1
2-2	49.98	233.58	0.21	0.6074	0.00703	17.54396	0.24121	0.9	0.17442	0.0027	2902	10	3060	28	2965	13	3250	46	-5
2-3	16.29	56.7	0.29	0.52657	0.00648	13.60577	0.20445	0.9	0.14304	0.00314	2720	11	2727	27	2723	14	2702	56	0
3-1	193.72	295.01	0.66	0.51746	0.00602	13.01477	0.1813	0.9	0.14859	0.00203	2676	10	2688	26	2681	13	2800	36	0
3-2	106.22	201.23	0.53	0.51238	0.00596	12.8757	0.17963	0.9	0.1505	0.00211	2674	10	2667	25	2671	13	2834	37	0
4-1	24.74	173.29	0.14	0.61718	0.00722	16.53631	0.23178	0.9	0.19227	0.00362	2780	10	3099	29	2908	13	3555	61	-10
4-2	472.46	1720.07	0.27	0.54701	0.00623	14.95012	0.20246	0.9	0.14952	0.00197	2812	10	2813	26	2812	13	2816	35	0
5-1	44.57	406.37	0.11	0.52122	0.00612	13.21489	0.1867	0.9	0.14322	0.00299	2689	11	2704	26	2695	13	2705	53	-1
5-2	18.46	237.78	0.08	0.50311	0.00599	12.26782	0.17773	0.9	0.14263	0.00395	2624	11	2627	26	2625	14	2695	70	0
6-1	14.95	67.18	0.22	0.54002	0.00676	14.52355	0.22331	0.9	0.16683	0.00402	2786	11	2784	28	2785	15	3119	70	0
7-1	15.7	241.34	0.07	0.56028	0.00655	14.54044	0.20476	0.9	0.20187	0.00467	2727	10	2868	27	2786	13	3717	79	-5
7-2	11.46	214.59	0.05	0.5196	0.00612	12.69377	0.18138	0.9	0.20815	0.00553	2627	11	2697	26	2657	13	3822	93	-3
8-1	34.02	286.29	0.12	0.49349	0.00576	11.33231	0.16059	0.9	0.15953	0.00309	2524	11	2586	25	2551	13	2992	54	-2
9-1	3.78	193.37	0.02	0.51447	0.00601	12.9004	0.18294	0.9	0.1884	0.00823	2670	11	2676	26	2672	13	3489	140	0
9-2	10.4	335.31	0.03	0.50889	0.00589	12.72792	0.1785	0.9	0.14995	0.00427	2666	11	2652	25	2660	13	2824	75	1
10-1	57.33	206.18	0.28	0.58778	0.00698	16.50687	0.23836	0.9	0.16836	0.00287	2856	11	2980	28	2907	14	3145	50	-4
10-2	24.41	75.87	0.32	0.5506	0.00673	15.09327	0.22688	0.9	0.15735	0.00305	2817	11	2828	28	2821	14	2954	53	0
11-1	7.62	294.15	0.03	0.50372	0.00583	12.27542	0.17285	0.9	0.13546	0.00453	2623	11	2630	25	2626	13	2568	81	0
12-1	100.18	805.34	0.12	0.56164	0.00653	14.97749	0.21244	0.9	0.19641	0.00331	2772	11	2873	27	2814	14	3625	56	-4
12-2	52.09	278.22	0.19	0.54277	0.00632	14.25036	0.20298	0.9	0.16327	0.00267	2746	11	2795	26	2767	14	3057	46	-2
12-3	0.121	0.647	0.19	0.34993	0.04008	6.15362	3.06434	0.9	0.39956	0.27049	2065	936	1934	191	1998	435	6795	3906	7
13-1	94.48	387.1	0.24	0.52583	0.00608	13.30866	0.18878	0.9	0.15104	0.00225	2686	11	2724	26	2702	13	2843	40	-1
13-2	217.79	523.65	0.42	0.52789	0.00609	13.39279	0.18972	0.9	0.15159	0.00211	2690	11	2733	26	2708	13	2853	37	-2
14-1	144.28	186.29	0.77	0.52643	0.00634	13.58428	0.20376	0.9	0.15886	0.00239	2718	11	2726	27	2721	14	2980	42	0
14-2	136.89	223.31	0.61	0.48737	0.00573	11.37134	0.16644	0.9	0.13982	0.00204	2550	11	2559	25	2554	14	2645	36	0
15-2	34.31	301.43	0.11	0.52524	0.00625	13.18062	0.19609	0.9	0.1887	0.00392	2672	11	2721	26	2693	14	3494	67	-2
15-3	0.058	0.631	0.09	0.36116	0.03965	6.07832	2.98247	0.9	-0.09077	0.51684	1987	923	1988	188	1987	428	-1923	11489	0
16-1	20.38	82.28	0.25	0.54923	0.00678	14.9915	0.2329	0.9	0.16214	0.00346	2810	12	2822	28	2815	15	3037	60	0
16-2	26.9	93.96	0.29	0.51385	0.00623	12.77673	0.19608	0.9	0.14566	0.00284	2656	12	2673	27	2663	14	2748	50	-1
17-1	19.62	275.25	0.07	0.53178	0.00627	14.01427	0.20731	0.9	0.24429	0.00524	2752	11	2749	26	2751	14	4418	85	0

N⁰	Th,	U,	<u>Th</u>	206Pb	1	<u>207Pb</u>	1.	Dha	208Pb	1	207Pb	1.	206Pb	1.	207Pb	1.	208Pb	1.	
анализа	ppm	ppm	U	²³⁸ U	18	²³⁵ U	18	Kno	²³² Th	18	²⁰⁶ Pb	15	²³⁸ U	15	²³⁵ U	15	²³² Th	18	D, %
18-1	46.84	617.74	0.08	0.56035	0.00649	14.22705	0.2062	0.9	0.1661	0.00293	2691	11	2868	27	2765	14	3106	51	-6
19-1	2.98	247.63	0.01	0.52948	0.00623	13.18576	0.19775	0.9	0.15662	0.00931	2659	11	2739	26	2693	14	2941	163	-3
20-1	13.92	99.66	0.14	0.55864	0.00715	15.0659	0.24839	0.9	0.16741	0.00499	2790	13	2861	30	2819	16	3129	86	-2
20-2	30	289.82	0.1	0.55248	0.00652	15.20294	0.22927	0.9	0.15883	0.00323	2823	11	2835	27	2828	14	2980	56	0
21-1	1029.45	2189.16	0.47	0.55362	0.00641	15.24194	0.22564	0.9	0.16396	0.00234	2824	11	2840	27	2830	14	3069	41	-1
22-1	292.48	433.28	0.68	0.55259	0.00649	16.59037	0.24962	0.9	0.16411	0.00242	2921	37	2815	29	2877	18	2799	32	4
22-2	31.32	54.03	0.58	0.55847	0.00784	15.13181	0.2789	0.9	0.16179	0.0037	2798	14	2860	32	2824	18	3031	64	-2
23-1	12.44	63.33	0.2	0.58289	0.00798	17.18836	0.30544	0.9	0.20676	0.00626	2935	13	2961	32	2945	17	3799	105	-1
24-1	11.02	21.89	0.5	0.5794	0.00922	17.77498	0.36888	0.9	0.16033	0.00508	2999	16	2946	38	2978	20	3006	88	2
24-2	12.2	19.21	0.64	0.52371	0.00854	14.50563	0.31892	0.9	0.15414	0.00461	2796	55	2699	38	2755	27	2685	42	4
24-3	20.83	86.48	0.24	0.43985	0.00542	10.30544	0.16844	0.9	0.13296	0.00289	2537	37	2344	24	2449	16	2320	27	8
24-4	20.3	25.67	0.79	0.53946	0.0075	15.51406	0.28697	0.9	0.15967	0.00338	2844	49	2758	34	2808	24	2746	37	3
25-1	19.14	109.31	0.18	0.51679	0.00633	13.18129	0.2143	0.9	0.16291	0.00367	2698	13	2686	27	2693	15	3051	64	0
26-1	47.49	99.04	0.48	0.55098	0.00679	15.22693	0.2485	0.9	0.16763	0.003	2830	13	2829	28	2830	16	3132	52	0
26-2	11.85	21.33	0.56	0.55699	0.00976	16.13519	0.37685	0.9	0.16901	0.00573	2907	18	2854	40	2885	22	3156	99	2

Примечание. D – дискордантность, D =100*{[t(207 Pb/ 206 Pb)]/t(206 Pb/ 238 U)]-1}. Rho – коэффициент корреляции ошибок 207 Pb/ 235 U – 206 Pb/ 238 U. Ошибки возраста для доверительного интервала 1 σ .

Таблица 17. U-Th-Pb изотопное (LA-ICP-MS) датирование цирконов из цоизититов острова Цоизититовый (обр. GR10). Продолжение.

Таблица 18. U-Th-Pb изотопное (LA-ICP-MS) датирование цирконов из метаэндербитов острова Кокков-1 (обр. 2769).

N⁰	Th,	U,	Th	²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		D.I	²⁰⁸ Pb		207Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		²⁰⁸ Pb		D 0/
анал.	ppm	ppm	U	²³⁸ U	18	²³⁵ U	18	Rho	²³² Th	18	²⁰⁶ Pb	15	²³⁸ U	Is	²³⁵ U	Is	²³² Th	18	D, %
G1	9.84	123.46	0.08	0.56514	0.00657	15.83775	0.29371	0.9	0.23462	0.00968	2852	16	2888	27	2867	18	4260	158	-1.2
G2	35.61	152.66	0.23	0.5542	0.00651	16.09067	0.30154	0.9	0.20084	0.00698	2858	39	2818	27	2842	19	2812	32	1.4
G3	53.76	116.37	0.46	0.55782	0.00656	15.71472	0.29656	0.9	0.15159	0.00506	2861	16	2858	27	2860	18	2853	89	0.1
G4	32.01	74.21	0.43	0.52488	0.0064	13.45874	0.263	0.9	0.14322	0.00509	2707	17	2720	27	2712	18	2705	90	-0.5
G5	37.46	99.58	0.38	0.54563	0.00656	15.59474	0.30318	0.9	0.18675	0.00651	2817	43	2777	28	2800	21	2771	32	1.4
G6	26.09	93.68	0.28	0.58236	0.0069	16.46609	0.31844	0.9	0.15514	0.00562	2867	17	2958	28	2904	19	2915	98	-3.1
G7	26.74	99.62	0.27	0.57973	0.00697	16.52678	0.32418	0.9	0.15404	0.00575	2880	17	2948	28	2908	19	2896	101	-2.3
G8	38.56	108.19	0.36	0.54789	0.00651	14.80413	0.29027	0.9	0.14798	0.00525	2793	17	2816	27	2803	19	2789	92	-0.8
G9	14.36	112.45	0.13	0.5313	0.00636	14.14902	0.28061	0.9	0.15348	0.00644	2769	18	2747	27	2760	19	2886	113	0.8
G10	17.39	150.85	0.12	0.58965	0.00706	17.14436	0.34821	0.9	0.2691	0.01052	2912	18	2988	29	2943	19	4817	168	-2.5
G11	38.88	111.39	0.35	0.53205	0.00656	14.32632	0.29863	0.9	0.16018	0.0061	2787	19	2750	28	2772	20	3003	106	1.3
G12	28.1	82.78	0.34	0.52057	0.00668	13.92562	0.2996	0.9	0.15416	0.00629	2776	19	2702	28	2745	20	2898	110	2.7
G13	18.66	63.77	0.29	0.55979	0.00717	15.66428	0.3375	0.9	0.15531	0.00653	2849	19	2866	30	2857	21	2918	114	-0.6
G14	3.96	108.18	0.04	0.52937	0.00658	13.81228	0.29442	0.9	0.15321	0.01112	2735	19	2739	28	2737	20	2881	195	-0.1
G15	4.82	120.07	0.04	0.52984	0.00656	13.90637	0.29726	0.9	0.15051	0.00999	2744	19	2741	28	2743	20	2834	176	0.1
G16	26.17	42.5	0.62	0.53591	0.00745	14.21191	0.3301	0.9	0.14829	0.00625	2761	21	2766	31	2764	22	2795	110	-0.2
G17	91.96	172.67	0.53	0.57156	0.00699	16.4131	0.35343	0.9	0.15561	0.00591	2891	20	2914	29	2901	21	2923	103	-0.8
G18	11.57	28.61	0.4	0.5619	0.00804	15.44618	0.36796	0.9	0.15042	0.00715	2820	21	2874	33	2843	23	2832	126	-1.9
G19	6.77	104.35	0.06	0.52026	0.00665	13.33017	0.29865	0.9	0.17569	0.00997	2705	21	2700	28	2703	21	3271	171	0.2
G20	9.81	136.96	0.07	0.52099	0.00652	13.43846	0.2989	0.9	0.13001	0.00699	2716	21	2703	28	2711	21	2470	125	0.5
G21	5.55	120.35	0.05	0.53249	0.00682	13.74298	0.31995	0.9	0.14543	0.00897	2716	22	2752	29	2732	22	2744	158	-1.3
G22	5.83	84.62	0.07	0.5304	0.00695	13.97877	0.33112	0.9	0.20468	0.01121	2751	22	2743	29	2748	22	3764	188	0.3
G23	18.08	98.01	0.18	0.54336	0.00707	14.51876	0.34438	0.9	0.15838	0.00729	2773	22	2797	30	2784	23	2972	127	-0.9
G24	174.2	326.92	0.53	0.43778	0.00569	10.85929	0.25948	0.9	0.13913	0.00593	2580	58	2318	27	2461	29	2286	28	11.3
G25	44.13	101.65	0.43	0.52636	0.00688	14.21443	0.3417	0.9	0.13849	0.00605	2791	23	2726	29	2764	23	2622	107	2.4

Примечание. D – дискордантность, D =100*{[t(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)]/t(²⁰⁶Pb/²³⁸U)]-1}. Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки возраста для доверительного интервала 1 σ

		Zrn - I		Zrn - II							
Spot	3.1	4.1	5.1	12.1	13.1	14.1	19.1	20.1			
La	0.58	0.326	0.447	1.05	3.68	4.46	4.48	0.753			
Ce	6.01	2.62	4.55	7.91	29.8	28.2	33.3	5.62			
Pr	0.468	0.0614	0.381	1.28	6.40	7.11	6.74	0.859			
Nd	3.88	0.125	3.80	8.94	49.8	50.3	49.5	6.23			
Sm	4.61	0.276	7.20	8.41	33.7	38.3	38.2	5.06			
Eu	1.07	0.112	1.57	2.19	7.58	9.95	10.3	1.55			
Gd	7.34	1.79	9.19	10.9	42	43.2	48.4	6.86			
Tb	1.23	0.755	1.13	1.55	4.06	4.61	5.71	1.05			
Dy	9.72	10.8	6.19	10.5	16.3	21.3	29.6	7.42			
Но	3.69	4.96	2.07	3.80	3.96	5.60	8.40	2.69			
Er	23.5	33.5	13	23.3	17.5	27.7	42.4	17.2			
Yb	80.8	98.7	53.3	76.9	54.9	83.7	109	62.2			
Lu	10.1	15	4.72	11	5.47	11.2	15.5	7.73			
Y	118	168	68.3	121	126	185	251	91.9			
Ti	10.3	7.75	8.40	7.83	14.6	7.69	185	6.21			
Eu/Eu*	0.57	0.49	0.59	0.70	0.62	0.75	0.74	0.81			
Ce/Ce*	2.76	4.43	2.64	1.63	1.47	1.20	1.45	1.67			
∑REE	153.00	169.03	107.55	167.73	275.15	335.63	401.53	125.22			
∑LREE	16.62	3.52	17.95	29.78	130.96	138.32	142.52	20.07			
∑HREE	136.38	165.51	89.60	137.95	144.19	197.31	259.01	105.15			
Lu _N /La _N	169.00	446.55	102.48	101.67	14.43	24.37	33.58	99.63			
Lu_N/Gd_N	11.20	68.23	4.18	8.22	1.06	2.11	2.61	9.17			
Sm _N /La _N	12.88	1.37	26.11	12.98	14.84	13.92	13.82	10.89			
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Ma	2606±10	2752±16	2676.5±9.9	2688.2±8.4	2694.1±8.1	2652.5±7.5	2569±21	2678.4±8			
T°C	743	719	726	720	775	718	1084	701			

Таблица 19. Содержание РЗЭ (в ррт) в цирконах из однородных эклогитов о.Столбиха (обр. СТ-2Д).

Приложение Б. Термобарометрия

1. Классический метод в геотермобарометрии, основанный на анализе равновесия минералов переменного состава с участием твердых растворов минералов (минальных реакций), использовался для эклогитов и преобразованных эклогитов с омфацит-гранатовым минеральным парагенезисом. Биминеральный Cpx-Grt геотермометр (Powell, 1985) применялся для определения температур. Давление для данной минеральной пары установлено по содержанию жадеита в клинопироксене (Holland, 1980).

В цоизититах определение Р-Т условий метаморфизма значительно сложнее, ввиду крайне ограниченной возможности использования цоизита в качестве геотермометра и геобарометра. Существуют экспериментальные данные в системе $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) - Ca_3Al_2Fe^{3+}Si_3O_{12}(OH)$ (Enami, Banno, 1980; Prunier, Hewitt, 1985; Franz, Selverstone, 1992), которые показывают зависимость содержания Fe^{3+} в сосуществующих цоизитах и клиноцоизитах от температуры. Г. Франц и Дж. Селверстоун (Franz, Selverstone, 1992) обратили внимание и на повышение содержаний Fe^{3+} в цоизитах и клиноцоизитах с увеличением давлений. Однако, более конкретные данные зависимости содержаний Fe в цоизитах от T и P были получены A. Брунсманном и др. (Brunsmann et al., 2002) по результатам экспериментальных исследований в системе CFASH. Поэтому расчеты P-T условий формирования цоизититов о.Цоизититовый установлены при помощи геотермобарометра A. Брунсманна и др. (Brunsmann et al., 2002). Температуры образования цоизитов разных генераций установлены при помощи геотермометра Ti-в-Zrn (Watson et al., 2006a, 6).

В гранатовых ортопироксенитах для оценки Р-Т условий использовались Grt-Орх геобарометр и геотермометр (Harley, 1984a, 1984б) и Grt-Opx термобарометр (Aranovich, Podlesskii, 1989). Исходя из принципов «классической термобарометрии» использовались химические составы центральных и краевых частей кристаллов, которые имеют непосредственный контакт друг с другом. Условия формирования амфиболов оценены при помощи Hbl геобарометра (Hollister, 1987) и геотермометров Pl+Hbl+Qtz (Blundy, Holland, 1990), Grt+Hbl (Wells, 1979).

2. Метод мультиравновесной термобарометрии основан на построении множества линий моновариантных минеральных равновесий. Отличительной чертой данного метода является возможность оценки степени неравновесности минеральных ассоциаций в выбранной системе (Powell, 1985; Berman, 1991; Доливо-Добровольский, 2003).

В работе использовался метод TWEEQU – термобарометрия с оценкой равновесного состояния. Под равновесной системой понимается та, в которой протекли все возможные для нее естественные процессы и отсутствовали самопроизвольные макроскопические процессы. Изменение температуры или давления способствует нарушению равновесия минеральной системы и дальнейшему перераспределению компонентов между твердыми растворами минералов до достижения нового равновесия. Уравнения равновесия позволяют определить температуры и давления формирвания минеральных парагенезов, используя химический состав минералов (Лебедева, 2015).

Преимущество метода TWEEQU заключается в одновременном решении системы равновесных уравнений, описывающих состояние между минеральными компонентами. Графическим представлением таких расчетов является набор линий моновариантных минеральных равновесий, которые могут пересекаться в различных точках. Их отклонение от равновесного состояния определяются размерами области, к которой тяготеют все пересечения минеральных реакций (Лебедева, 2015), а подтвержедением рановестности выбранных минералов является пересечение всех линий в одной точке с получением «пучка» из линий.

Определение Р-Т параметров методом TWEEQU включало расчеты в программном комплексе TWQ версия 2.02 (Berman, 1991). Для расчетов использовались базы взаимосогласованных баз данных (Berman, 1988; Berman, Aranovich, 1996), содержащие согласованные модели твердых растворов. При вычислении Р-Т параметров и быстрой обработки большого количества комбинаций составов были использованы дополнительные программы TWQ_Comb и TWQ_View (Доливо-Добровольский, 2003) для программного комплекса TWQ.

3. Для определения метаморфических изменений эклогитов и преобразованных эклогитов применялся метод минимизации свободной энергии Гиббса с использованием программы Perple_X (версия 6.7.3; Connolly (1990), Connolly (2005)). Для построения псевдосекций для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов в системе NCTiFMMnASHO были использованы рассчитанный и валовый составы, соответственно (термодинамическая база данных Holland, Powell 1998).

Псевдосекции построены при помощи программного комплекса Perple_X версии 6.7.4 (Connolly, 2005) с термодинамической базой данных (Holland, Powell, 1998) в системе NCTiFMMnASHO с использованием валового состава эклогитов. Содержание воды рассчитывалось с помощью уравнения состояния CORK (Holland, Powell, 1998). Для построения псевдосекций использовались модели твердых растворов: Gt (WPH), Pl (h), Amph (DHP) и Omph (GHP). Изоплеты составов минералов для всех псевдосекций были построены с помощью программы-приставки PyWerami (Lexa, 2011)

Приложение В. Геохронологические исследования

U-Th-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике (Larionov et al., 2004; Williams, 1998). Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Temora (Black et al., 2003) в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины зерен и покрывались слоем 99.999% золота толщиной ~100 Å. Внутренняя структура цирконов изучалась в катодолюминесценции. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 (Ludwig, 2008) с использованием констант распада (Steiger, Jäger, 1977). Поправка на нерадиогенный свинец введена по модели (Stacey, Kramers, 1975) с использованием измеренного отношения 204 Pb/²⁰⁶Pb.

U-Th-Pb датирование цирконов из цоизититов и метаэндербитов проводилось методом лазерной абляции в Пекинском университете (Китай) на приборе ICP-MS Agilent 7500 Ce с системой лазерной абляции Complex Pro102 (LA-ICP-MS) с диаметром кратеров ~ 30 мкм. Гелий использовался для увеличения эффективности транспортировки, а азот добавлялся в аргоновую плазму, чтобы улучшить аналитическую точность. Концентрации U, Th и Pb калибровались с использованием 29Si. Цирконы PLE и TEM использовались как внутренние стандарты для U-Th-Pb датирования в отдельных операциях, а стандарт циркона #610 – при определении концентраций рассеянных элементов. Коррекция общего Pb осуществлялась калибровкой алгоритмом LAM-ICP-MS Common Lead Correction (ver. 3.15) по T. Andessen в MS Excel 2010. Геохронологические расчеты проводились с использованием программы Isoplot 3.00 (Ludwig, 2008).