Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук

На правах рукописи

Лебедева Юлия Михайловна

# МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ В ЛАПЛАНДСКОМ ГРАНУЛИТОВОМ ПОЯСЕ (НА ПРИМЕРЕ ПОРЬЕГУБСКОГО ПОКРОВА)

Специальность 25 00 04 - петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: кандидат геолого-минералогических наук доцент Бушмин Сергей Алексеевич

Санкт-Петербург 2015

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ СОКРАЩЕНИЯ	3
ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛАПЛАНДСКОГО	
ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА (ЛГП)	13
1.1. Лапландский гранулитовый пояс	13
1.2. Кандалакшско-Умбинский фрагмент Лапландского гранулитового пояс	<b>:a</b> 15
1.3. Порьегубский тектонический покров	18
ГЛАВА 2. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПОРЬЕГУБСКОМ ПОКР	OBE
	21
2.1. Типы метасоматических пород, их распространение, связь с деформация	ами21
2.2. Характеристика метаморфических пород	22
2.2.1. Метаморфические породы стадии М1	23
2.2.2. Метаморфические породы стадии М2	24
2.2.3. Парагенезисы, фациальные условия метаморфизма	26
2.2.4. Реакции и реакционные структуры	27
2.3. Геология метасоматических процессов (участки Паленый, Костариха,	
Наумиха)	
2.3.1. Участок Паленый	
2.3.2. Участок Костариха	
2.3.3. Участок Наумиха	
2.4. Характеристика метасоматических порол	
2.4.1. Богатые кварцем породы	
2.4.2. Железо-магнезиальные поролы (базификаты)	
2.4.3. Описание реакционных структур и наложенных реакций в	
метасоматических поролах	59
2.3.4 Изменение химического состава пород и минералов при метасомати	ческих
процессях	66
ГЛАВА З. ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	68
3.1. Термобарометрия – метолы и полхолы	68
3.2 Термобарометрия вмещающих метаморфических пород	
3.2.1. Ренияя сталия метаморфи (М1)	,7 <i>5</i> 76
3.3. Тапиля стадия истаморфизма (ит)	
3.4. Р. Т. эродиония пород	
ГЛАВА И ПРОИСУОЖЛЕНИЕ И СОСТАВ ФЛЮИЛА ПРИ МЕТАМОРФИЗМ	леи
и лада 4, на опслождение и состав флонда на и метамот физу мета соматозе	117 III
	117 117
4.1. Изотопно-геохимические исследования	/ 117
4.1.2. Во должи и состав кислорода в метасоматических породах	
4.1.2. даловыи изотопныи состав аргона флюидных включении минерало	100 100
метасоматитов	123
4.1.5. изотопныи состав углерода графита	124
4.2. ГАСЧЕТ АКТИВНОСТИ ВОДЫ	12/
І ЛАВА 5. ИЗОТОПНО-І ЕОХРОНОЛОГ ИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	133
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	144
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	148
ПРИЛОЖЕНИЯ	159

# ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ СОКРАЩЕНИЯ

Alm - альмандин	Phl - флогопит
<b>Ат -</b> амфибол	<b>РІ -</b> плагиоклаз
<b>An -</b> анортит	Ро - пиротин
Ann - аннит	<b>Prp</b> - пироп
аОрх - алюмоортопироксен	Ру - пирит
<b>Bt</b> - биотит	<b>Qu -</b> кварц
Срх - клинопироксен	<b>Ru -</b> рутил
Crd - кордиерит	<b>Sap -</b> сапфирин
<b>Di</b> - диопсид	Sil - силлиманит
En - ортоэнстатит	<b>Sp</b> - шпинель
fCrd - железистый кордиерит	Sps - спессартин
Fs - ферросилит	<b>Sulf -</b> сульфиды
Fsp - полевой шпат	WR - порода целиком
<b>Gr -</b> гранат	<b>Zrn</b> – циркон
Grs - гроссуляр	
Gt -графит	2Рх кристаллосланец - двупироксеновый
Hd - геденбергит	кристаллосланец
<b>IIm -</b> ильменит	Fe-Mg порода - железо - магнезиальная
Kfs - калиевый полевой шпат	порода
Mgt - магнетит	кр. сланец - кристаллосланец
Mnz - монацит	м/с - метасоматит
Орq - рудные минералы	

Орх - ортопироксен

# введение

## Актуальность исследований

Зоны сдвиговых деформаций с высокотемпературной метасоматической переработкой гранулитов до настоящего времени, за исключением отдельных работ (Беляев, 1981; Доливо-Добровольский, 2003; Hisada et al., 2005; Newton, et al., 2010; Touret, et al. 2011; Tsunogae, et al. 2014) не подвергались детальному изучению. В большинстве исследований внимание сосредоточено исключительно на результатах флюидной переработки гранулитов в изохимических или близких к ним условиях (Перчук и др., 2006; Newton et. al., 2014), а если исследовались гидротермально-метасоматические процессы с существенным И перемещением компонентов в гранулитовых комплексах, то исключительно в более низкотемпературных зонах с пластическими и хрупкими деформациями невысоких давлений (Smit, van Reenen, 1997; Smit et al., 2001). В области высоких температур и давлений инфильтрационный метасоматоз, сопровождающий региональный метаморфизм гранулитовой фации и часто связанный с зонами сдвиговых деформаций, как процесс локального транспорта элементов, остался недостаточно изученным явлением.

Роль флюидов и их химический состав при гранулитовом метаморфизме многие десятилетия остается предметом незавершенных дискуссий. Многие годы для гранулитового метаморфизма предполагался H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> флюид с низкой активностью воды (0.15-0.3) за счет очень высокого содержания углекислоты (Newton et. al, 1980; Touret,1981). Такой маловодный флюид не мог вызывать метасоматическую переработку гранулитов и это противоречило многим геологическим свидетельствам метасоматических процессов в гранулитовых толщах, в том числе и в выбранных для исследования HT-HP лапландских гранулитах.

Определяющим мотивом для постановки данных исследований послужили как появившиеся в последнее время свидетельства о высокой активности воды в гранулитовой фации, основанные на экспериментальной петрологии и термодинамических расчетах (Aranovich et.al, 2013; Newton et.al, 2014), так и отсутствие надежных количественных оценок физико-химических параметров (T, P, aH<sub>2</sub>O) метасоматических процессов в HT-HP сдвиговых зонах, обладающих высокой проницаемостью для флюидных потоков.

Метаморфизму Лапландского гранулитового пояса (ЛГП), выбранного в качестве объекта исследования, посвящены многие работы (например: Прияткина, Шарков, 1979; Крылова, 1983; Перчук и др., 1998, 1999; Балаганский и др., 2005а, 2005б; Ветрин, 2006; Колодяжный, 2007; Минц, и др., 2007б, 2007а; Mints et al, 2007). Но изучению процессов высокотемпературной высокобарической метасоматической переработки в наложенных зонах сдвиговых деформаций уделено недостаточно внимания, систематические

исследования не проводились и основные физико-химические параметры зон высокобарического метасоматоза остались не определенными.

## Объект исследований

В качестве объекта исследований выбран Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) Балтийского щита. Особый интерес для исследований представляет юго-восточный Кандалакшско-Умбинский ЛГП, фрагмент где прекрасная, практически полная обнаженность пород на побережье Белого моря позволяет проследить все геологические взаимоотношения пород в череде зон сдвиговых деформаций мощностью до сотен метров. В этом районе региональные зоны пластических сдвиговых деформаций свекофеннского возраста (1.9 млрд. лет), контролирующие процессы плавления, инфильтрационного НТ-НР метасоматоза и жильного минералообразования (Прияткина, Шарков, 1979; Беляев, 1981; Бушмин и др., 1990; 2007), установлены в Порьегубском блоке гранулитов преимущественно основного состава. Минералогическими индикаторами экстремально высоких Р и Т (до 10-12 кбар и 950°С) при метасоматозе являются, например, зональные тела кварцевых бластомилонитов с парагенезисом ортопироксена, силлиманита, граната и крупногигантозернистые жильные тела гранат-ортопирорксеновых пород с силлиманитом (Бушмин и др. 2007). Поэтому выбранный объект предоставляет уникальную возможность понять причины и механизмы формирования глубинных зон инфильтрационного метасоматоза как зон локального транспорта элементов при высоких температурах и давлениях в условиях гранулитовой фации в разных химических средах (пироксеновые кристаллические сланцы и высокоглиноземистые гнейсы).

#### Цели и задачи исследования

Главной целью исследования было установить геологические и физико-химические условия проявления высокотемпературного высокобарического метасоматоза при РТпараметрах гранулитовой фации, выяснить происхождение метасоматизирующих флюидных потоков.

Для достижения цели исследования были решены следующие задачи:

1) получен новый полевой геологический и петрологический материал по процессам в зонах метасоматоза Порьегубского покрова;

 выполнены петрографические исследования, изучена метасоматическая зональность и построены метасоматические колонки;

3) выполнены микрозондовые исследования химического состава минералов в отношении главных петрогенных элементов;

4) определены Р-Т параметры для главных типов пород (кристаллосланцев ранней и главной стадий метаморфизма, богатых кварцем и железо-магнезиальных метасоматитов),

установлен тренд изменения P-T параметров в ходе метасоматического минералообразования;

5) рассчитаны активности воды во флюиде для метаморфических и метасоматических пород;

6) исследован изотопный состав кислорода пород и минералов из зон метасоматической переработки;

7) исследован изотопный состав углерода графита;

8) определен изотопный состав аргона из газово-жидких включений в минералах по валовым образцам пород;

9) проведены изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические исследования пород и минералов (изучены Sm-Nd и Rb-Sr системы в породах и породообразующих минералах, U-Pb система в цирконах: SIMS SHRIMP-II).

# Фактический материал и личный вклад автора

В основу работы положены материалы, собранные автором диссертации в течении четырех полевых сезонов 2006 - 2008 и 2010 гг., а также материалы научного руководителя работы С.А. Бушмина. Материалы включают в себя образцы пород, петрографические шлифы, прозрачно-полированные пластинки, полевые дневники, фотографии обнажений.

Автором было просмотрено и детально описано более 1600 петрографических шлифов, составлены детальные схемы геологического строения зон развития метасоматических пород на трех участках. В ходе микрозондовых исследований в ИГГД РАН получено более 4000 анализов минералов из метаморфических и метасоматических пород. Методом TWEEQU автором получены РТ - параметры для 26 образцов и величины активности воды для 8 образцов. Из собственной коллекции и коллекции научного руководителя автором работы были отобраны пробы для изотопных, изотопно-геохимических И изотопногеохронологических исследований. Автором был произведен анализ большого объема данных и выполнена корреляция между геологическими, термобарометрическими, геохронологическими и изотопно-геохимическими данными.

#### Методы исследования

Для достижения основных целей работы и решения поставленных задач были использованы разные методы исследования. Петрографические исследования выполнены при помощи поляризационного микроскопа ПОЛАР-2. С помощью электронных микроскопов ABT-55 с энерго-дисперсионным анализатором LinkAN10000-85S и JEOL JSM-6510LA с ЭДС приставкой JED 2200 выполнены микрозондовые исследования химического состава минералов в отношении главных петрогенных элементов. Термобарометрические исследования и расчеты активности воды во флюиде выполнены методом TWEEQU с

помощью компьютерного программного комплекса TWQ (версия 2.02). Химический состав пород определялся методом мокрой химии в Институте геологии КарНЦ РАН. Массспектрометрические измерения изотопного состава кислорода выполнены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре DELTAplus (Thermo, Finnigann). Изотопный состав углерода графита выполнен в Институте истории материальной культуры РАН при помощи IRMS массспектрометра Delta V (Thermo, Finnigan) с элементным анализатором CE-1100. Изотопный состав аргона из газово-жидких включений в минералах по валовым образцам пород исследовался в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ при помощи изотопного статического газового масс-спектрометра Micromass NG-5400. Оценки возраста получены локальным U-Pb методом по цирконам с использованием вторично-ионного масс-спектрометра высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Rb-Sr и Sm-Nd исследования выполнялись в ИГГД РАН при помощи масс-спектрометра Triton T1.

# Научная новизна

Для Порьегубского тектонического покрова юго-восточной части ЛГП впервые получены детальные и хорошо обоснованные термобарометрические данные, а также величины активности воды для метасоматических пород и вмещающих их гранулитовых кристаллосланцев. Выделены две стадии метаморфической эволюции гранулитов, установлен Р-Т тренд эволюции пород. Определен источник метасоматизирующего флюида.

# Теоретическое и практическое значение работы

Знание физико-химического состояния флюидов в глубинных НТ-НР-условиях важно для решения проблем источников и переноса глубинного вещества. Пронизывающие земную кору региональные зоны сдвиговых деформаций, локализующие рудоносные флюиды, в своих верхних низкотемпературных частях контролируют размещение значительных объемов полезных ископаемых, прежде всего крупных орогенных месторождений Au, V, U, Pd. Корневые высокотемпературные части таких зон, в том числе на уровне гранулитовой фации, контролируют формирование флюидных потоков, транспортирующих рудные компоненты в верхние структурные этажи. Поэтому вопросы, решаемые в диссертации, могут иметь большое значение для понимания закономерностей формирования орогенных месторождений и решения фундаментальных проблем металлогенического прогнозирования.

# Объем и структура работы

Диссертация общим объемом 174 страницы состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы (из 147 наименований) и приложения. Диссертация содержит 8 таблиц и 103 рисунка, а также 4 таблицы и 4 рисунка в приложении.

## Защищаемые положения

**Положение 1.** В метаморфических породах, вмещающих зоны HT-HP метасоматоза, выделяются две сближенные по времени стадии гранулитового метаморфизма. Ранняя стадия (M1) характеризуется параметрами 6-6.7 кбар и 800-890°С. Поздняя, главная стадия метаморфизма (M2), сопровождаемая метасоматозом, характеризуется параметрами 8.1 - 9.1 кбар и 770 - 860°С.

Положение 2. Метасоматическое окварцевание пород (кислотное выщелачивание) и сопряженный Fe-Mg метасоматоз (базификация) в зонах наиболее интенсивных сдвиговых деформаций и флюидной переработки протекали при пиковых параметрах до 11.4 кбар и 960°С и продолжались в отдельных зонах на ретроградной стадии, завершившись при 8.4-7.9 кбар и 760-680°С. Тренд изменения P-T параметров метаморфизма и сопряженного метасоматоза отвечает стадиям: (а) погружения и прогрева (М1), (б) быстрой компрессии и разогрева до пиковых параметров (М2), с метасоматозом при пиковых параметрах, (в) метасоматоза на фоне декомпрессии и охлаждения, (г) субизотермической декомпрессии.

Положение 3. Флюидные потоки в сдвиговых зонах обладали высокой активностью воды как при метаморфизме (0.49-0.65), так и при метасоматических процессах (0.53-0.76). Метасоматическая переработка гранулитов была относительно кратковременной на пике метаморфизма и была вызвана флюидными потоками мантийного происхождения.

Апробация работы. Результаты исследований были представлены на 11 российских и международных научных конференциях: "Научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Молодые - наукам о Земле» Москва, 2006 г."; "IV Международный минералогический семинар. г. Сыктывкар, 2006 г."; "Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России. XVII молодежная научная конференция, посвященная памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца, г. Петрозаводск, 2006 г."; "II Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия. г. Санкт-Петербург, 2007 r."; "European Geosciences Union General Assembly 2008, Vienna, Austria, 2008"; "Limpopo International Field Workshop 2008, Johannesburg, South Africa, 2008"; "Изотопные системы и время геологических процессов. г. Санкт-Петербург, 2009 г."; "Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. 110 лет со дня рождения академика Д.С. Коржинского. г. Москва, 2009 г."; "Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. г. Петрозаводск, 2011 г."; "Геология, геофизика и геоэкология: исследования молодых. Круглый стол «стратегические виды минерального сырья России, СНГ и сопредельных государств». г. Апатиты, 2011 г."; "Актуальные проблемы геологии докембрия геофизики и геоэкологии. XXV молодежная конференция, посвященная 100-летию чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Санкт-Петербург, 2014 г.".

Благодарности. Автор выражает благодарность своему научному руководителю С.А. Бушмину за постоянное внимание к работе и всестороннюю помощь. Автор благодарен В.А. Глебовицкому за ценные указания и помощь во время написания работы. Автор признателен Д.В. Доливо-Добровольскому и П.Я. Азимову (ИГГД РАН) за помощь на всех этапах написания работы, заключавшуюся в консультациях по многочисленным вопросам в термодинамических расчетах. Автор благодарен Д.В. Доливо-Добровольскому за программы TWQ Comb и TriQuick, существенно облегчившие выполнение Minal, TWQ View, поставленных задач и за помощь в освоении этих программ. К.И. Лохову (СПбГУ), Е.С. Богомолову (ИГГД РАН) и Е.О. Дубининой (ИГЕМ РАН), О.В. Лоховой (ИИМК РАН) за измерения изотопного состава пород и минералов, а также помощь в интерпретации результатов. М.Д. Толкачеву и О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН) - за содействие при выполнении микрозондовых анализов. Автор признателен С.П. Кориковскому, Л.Я. Арановичу, Е.О. Дубининой (ИГЕМ РАН) и К.И. Лохову (СПбГУ) за ценные советы и обсуждение ряда вопросов во время полевых работ, Е.Б. Сальниковой и А.М. Ларину за ценные замечания и обсуждения во время написания работы. Работы по теме диссертации проводились при финансовой поддержке грантов РФФИ № 09-05-00392а и № 09-05-12053офи м. Особую благодарность автор выражает руководству Кандалакшского государственного природного заповедника за помощь в организации полевых работ на территории заповедника.

**Публикации по теме диссертации.** Результаты исследований изложены в 6 статьях российских научных журналах, входящих в список ВАК, одной статье в монографии и в 17 кратких тезисах.

# Список работ по теме диссертации, опубликованных в изданиях, рекомендованных ВАК Минобрнауки России

1. Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., **Лебедева Ю.М.** Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксенсиллиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса) // Доклады АН. 2007. Т. 412. № 3. С. 383-387.

2. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В., Лохов К.И., Пресняков С.Л., **Лебедева Ю.М.**, Сергеев С.А. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Доклады АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792-796. 3. Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А., Викентьева О.В., Дубинина Е.О., Козловский В.М., **Лебедева Ю.М.** Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 415-436.

4. Лебедева Ю.М., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Богомолов Е.С, Савва Е.В., Лохов К.И. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: Sm-Nd метод датирования парагенезисов из силлиманит-ортопироксеновых пород Порьегубского покрова // Доклады АН. 2010. Т. 432. № 1. С. 99-102.

5. Аранович Л.Я., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., **Лебедева Ю.М.**, Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.Д. Изотопный состав кислорода сосуществующих минералов силлиманит-гиперстеновых пород Порьей губы: свидетельства участия флюида в метаморфизме гранулитовой фации // Геохимия. 2010. № 8. С. 787-800.

6. Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Термодинамические условия метасоматоза в высокотемпературных и высокобарических зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // Доклады АН. 2012. Т. 445. № 2. С. 191-195.

## Список работ по теме диссертации в других изданиях

7. Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М. Породы с ассоциацией ортопироксен + силлиманит юго-восточной части Лапландского гранулитового пояса как результат инфильтрационного метасоматоза при высоких давлениях в сдвиговых зонах // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минералогического семинара. Сыктывкар. 2006. С. 145-148.

8. Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В. Минеральные реакции и условия образования гиперстен-силлиманитовых пород в гранулитах района Порьей губы (Кольский п-ов) // Научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых "Молодые - наукам о Земле" тезисы докладов. Москва. 2006. С. 75.

9. Лебедева Ю.М. Породы с ассоциацией гиперстен + силлиманит в гранулитах района Порьей губы (Кольский п-ов): минеральные реакции и условия образования // Научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых "Молодые - наукам о Земле". Избранные доклады. Москва. 2006. С. 70-73.

10. Лебедева Ю.М. Состав минералов и минеральные реакции в ортопироксен силлиманитовых породах среди гранулитов Порьей губы (Лапландский гранулитовый пояс) // Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России. Материалы XVII молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск. 2006. С. 149-151.

11. Бушмин С.А., **Лебедева Ю.М.** Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений в зонах сдвиговых деформаций юго-восточной части Лапландского гранулитового пояса // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб. 2007. С. 55-61.

12. Лебедева Ю.М., Бушмин С.А. Условия образования гранат-ортопироксенсиллиманит-кварцевых пород при глубинной флюидной переработке гранулитов лапландского комплекса (район Порьей губы Белого моря) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб. 2007. С. 182-188.

13. Скублов С.Г., **Лебедева Ю.М.** Особенности распределения редкоземельных и редких элементов в минералах ортопироксен-силлиманитовых пород из зон флюидной переработки гранулитов лапландского комплекса (район Порьей губы) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб. 2007. С. 308-316.

14. Lebedeva Yu., Dubinina E., Aranovich L., Avdeenko A., Bushmin S., Dolivo-Dobrovolsky D Fluid-present granulite facies metamorphism: evidence from oxygen isotopes, Porya Guba shear zone, Lapland Granulite Belt // Geophisical Research Abstracts. 2008. V. 10. Abst.# EGU2008-A-01085.

15. Аранович Л.Я., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., **Лебедева Ю.М.**, Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В. Участие флюидного потока в метамофизме гранулитовой фации: свидетельства по изотопному составу кислорода сосуществующих минералов силлиманит-гиперстеновых пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса // Изотопные системы и время геологических процессов. Т. 1. СПб. ИГГД РАН. 2009. С. 40-44.

16. Бушмин С.А., Лебедева Ю.М. Высокотемпературный высокобарический метасоматоз в условиях гранулитовой фации в зонах сдвиговых деформаций // Физикохимические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. Москва. ИГЕМ РАН. 2009. С. 85-88.

17. Бушмин С.А., Савва Е.В., Лохов К.И., Пресняков С.Л., Лебедева Ю.М., Сергеев С.А. Изотопный возраст силлиманит-гиперстеновых пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса: U-Pb SHRIMP II

датирование цирконов // Изотопные системы и время геологических процессов. том 1. СПб. ИГГД РАН. 2009. С. 92-96.

18. Капитонов И.Н., Лохов К.И., Пресняков С.Л., Бушмин С.А., Лебедева Ю.М., Сергеев С.А.. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из метаморфических и метасоматических пород Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса: сопоставление U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd систематик // Изотопные системы и время геологических процессов. Т. 1. СПб. ИГГД РАН. 2009. С. 220-222.

19. Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Богомолов Е.С., Савва Е.В., Лохов К.И.. Изотопный возраст силлиманит-гиперстеновых пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса: Sm-Nd метод датирования метаморфических парагенезисов // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб. ИГГД РАН. 2009. Т. 1. С. 318-321.

20. Прасолов Э.М., Лохов К.И., Бушмин С.А., Савва Е.В., Козлов Е.Н., **Лебедева Ю.М.** Происхождение и состав флюида при НТ/НР метасоматозе в Порьегубском покрове Лапландского гранулитового пояса: изотопный состав благородных газов и углерода // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. Москва. ИГЕМ РАН. 2010. С. 370-371.

21. Лебедева Ю.М. Метасоматические процессы при высоких температурах и давлениях в зонах сдвиговых деформаций Порьегубского покрова Лапландского гранулитового пояса Балтийского щита // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Петрозаводск. 2011. С. 118-121.

22. Лебедева Ю.М. РТ-условия свекофеннского метаморфизма и метасоматоза в Порьегубском покрове Лапландского гранулитового пояса // Геология, геофизика и геоэкология: исследования молодых. Круглый стол «стратегические виды минерального сырья России, СНГ и сопредельных государств». Апатиты. 2011. С. 77-79.

23. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., **Лебедева Ю.М.**, Лохов К.И., Прасолов Э.М., Богомолов Е.С., Бороздин А.П., Савва Е.В. Метаморфизм и метасоматоз в зонах сдвиговых деформаций (Балтийский щит): петрология и изотопный возраст / В кн.: Фундаментальные основы формирования ресурсной базы стратегического сырья (Au, Ag, Pt, Cu, редкие элементы и металлы). Ред. Бортников Н.С. М.: ГЕОС, 2012. С. 223-274.

24. Лебедева Ю.М. Активность воды при гранулитовом метаморфизме и метасоматозе (район Порьей губы Белого моря) // Актуальные проблемы геологии докембрия геофизики и геоэкологии. XXV Молодежная конференция, посвященная 100-летию чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. СПб. 2014. С. 136-141.

# ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА (ЛГП)

# 1.1. Лапландский гранулитовый пояс

Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) сложен высокометаморфизованными комплексами пара- и ортопород, которые прослеживаются от каледонского фронта в Норвегии, через Финскую Лапландию на восток, где на территории Российской Федерации быстро выклинивается. На северном побережье Белого моря в Кандалакшском заливе ЛГП вновь появляется на поверхности, образуя юго-восточную ветвь – Кандалакшско-Умбинский фрагмент ЛГП.

ЛГП представляет собой выгнутую клинообразную структуру, представленную пакетом тектонических покровов, которая вместе с подстилающим ее поясом Танаэлв надвинута на Свеко-Карельскую и Беломорскую зоны (Рис. 1.1). Вся эта структура полого падает к северо-востоку, полностью выклиниваясь на глубине около 15 км (Минц, 1996; Глебовицкий, 1996).



Рис. 1.1. Положение ЛГП на схеме тектонического строения Балтийского щита (Бушмин и др., 2013). Сокращения: ЛГП - Лапландский гранулитовый пояс, Т - пояс Танаэлв, КУ - Кандалакшско-Умбинский фрагмент ЛГП.

На территории Финляндии, где расположена основная часть ЛГП, преимущественное распространение получают кислые гранулиты, называемые также глиноземистыми гнейсами или кондалитами. К этим породам относятся гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты, часто с силлиманитом и кордиеритом, а также силлиманит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые±ортопироксеновые гнейсы. Менее распространены (22% от всего объема ЛГП, Korja et al., 1996) изверженные породы представленные средними, основными и ультраосновными гранулитами (от ортопироксеновых плагиогнейсов до двупироксеновых

кристаллических сланцев). Кислые гранулиты подстилаются основными гранулитами. Ниже располагается самостоятельный пояс Танаэлв, метаморфизованный в амфиболитовой фации (Ранний докембрий..., 2005). К востоку, на территории Русской Лапландии в районе Сальных тундр, объем кислых гранулитов резко сокращается, в то время как основных гранулитов становится больше.

Регулярное изучение лапландских гранулитов было начато в 30-х годах прошлого века. До этого имелись лишь отдельные сведения Б.А. Попова по итогам маршрутных исследований 1901 и 1910 гг. Съемочные работы, проведенные в 1930-40 гг. в различных районах Кольского полуострова А.М. Шукевичем, Н.Г. Судовиковым, М.Г. Равичем и др. геологами, позволили систематизировать сведения о строении Лапландского гранулитового пояса (ЛГП). Продолжение в послевоенные годы съемочных работ, а также постановка поисковых исследований на медь, никель и др. полезные ископаемые, проводившихся Д.Ф. Мурашевым, А.В. Клюковой, Е.К. Козловым, О.А. Беляевым и др., существенно дополнили эти данные. Первооткрывателем гранулитов с ортопироксен-силлиманитовым парагенезисом, который маркирует высокие Р-Т параметры образования пород, в Финской Лапландии был П. Эскола (Eskola, 1952). Первые упоминания этого парагенезиса на Балтийском щите можно встретить у П. Эскола (1952) в статье, посвященной Лапландским гранулитам. В районе Порьей губы впервые ортопироксен-силлиманитовая ассоциация обнаружена М.Д. Крыловой и Л.А. Прияткиной во время полевого сезона 1972 года на о. Паленый. Позднее, в 1976 году ими была опубликована статья с упоминанием гиперстенсиллиманитовых гнейсов и первым приблизительным определением Р-Т параметров по фазовой диаграмме в системе MAS - T=950-1000°С и P=10 кбар (Крылова, Прияткина, 1976). В 1979 году Л.А. Прияткина и Е.В. Шарков (Прияткина, Шарков, 1979) впервые указывают метасоматическое происхождение богатых кварцем гранат-силлиманитна ортопироксеновых пород острова Паленый, обращая внимание на их зональное строение, типичное для продуктов кислотного выщелачивания. В 1981 О.А. Беляев детально описывает разнообразные метасоматические породы с данным парагенезисом на участке Паленый, как результат кислотного выщелачивания и сопряженного железо-магнезиального метасоматоза в условиях гранулитовой фации (Беляев, 1981). В 1991 группа исследователей доказывает синхронность надвигообразования и образования метасоматических пород с ортопироксенсиллиманитовой ассоциацией (Козлова, Балаганский и др., 1991).

На основании исследований Н.Е Козлова (Козлов, 1983, 1990) было выдвинуто предположение о двухчленном строении Лапландского гранулитового пояса и формировании вулканогенно-осадочной составляющей этой структуры в островодужных обстановках (Минц и др., 1996).

В настоящее время большинством исследователей считается, что ЛГП как комплекс гранулитов возник при коллизии Кольского и Карельского фрагментов архейских кратонов ~1.9 млрд. лет тому назад и маркирует коллизионный шов, который представлен серией региональных зон сдвиговых деформаций (Глебовицкий и др., 1996; Балаганский, Глебовицкий, 2002; Ранний докембрий..., 2005). В Кандалакшско-Умбинском фрагменте ЛГП, рассматриваемом в этой работе, эти сдвиговые деформации проявлены с большой интенсивностью.

Впервые полистадийность метаморфической эволюции ЛГП была установлена Мерилайненом (Meriläinen, 1976) и позже была подтверждена исследованиями многих геологов (Прияткина, Шарков, 1979; Hormann et al. 1980; Gaal et al, 1989; Barbey, Raith, 1990; Daly, Bogdanova, 1991; Бибикова и др., 1993; Глебовицкий, 1993; Фонарев, Крейлен, 1995; Belyaev, Kozlov, 1997; Другова, Скублов, 2000; Балаганский, 2002; Беляев, Петров, 2002, 2005).

В своей диссертации В.В. Балаганский (Балаганский, 2002) обобщает результаты петрографических работ (прежде всего, оценки Р-Т параметров), проведенных разными исследователями на локальных участках. Согласно ему, высокобарический гранулитовый метаморфизм на рубеже ~1.9 млрд. лет проявился в кондалитах ЛГП, Умбинском и Колвицком покровах и в поясе Танаэлв одновременно, причем степень метаморфизма ослабевает структурному разрезу Предполагается, вверх по кондалитов. что высокобарическим парагенезисам предшествовали умереннобарические. Согласно Belyaev, Kozlov, 1997, в кондалитах ЛГП на территории Финляндии можно выделить 3 стадии метаморфизма. Первая (ранняя) стадия протекала при 705°С и 6.85 кбар, вторая (синтектоническая) - при 745-810°С и 6.7-12.1 кбар, и третья (ретроградная) - при 580-710°С и 4.6-7.8 кбар.

Только несколько датировок могут иметь отношение к возрасту раннего гранулитового умереннобарического метаморфизма М1 в финской Лапландии: 1950±10 млн. лет (Sm-Nd по валовым пробам, Daly, Bogdanova, 1991), 1970±50 млн. лет (Rb-Sr, Kozlov et. al., 1993).

Для второй стадии гранулитового метаморфизма M2 имеется большее количество геохронологических данных. Возраст этого события оценивается 1.91-1.95 млрд. лет (Тугаринов, Бибикова, 1980; Bernard-Griffiths et. al., 1984; Huhma, 1996). Наиболее точной датировкой начала метаморфизма M2 U-Pb методом считается возраст 1925±1 млн. лет полученный по циркону из инъекционного эндербита (Бибикова и др., 1993, ID-TIMS)).

## 1.2. Кандалакшско-Умбинский фрагмент Лапландского гранулитового пояса

Кандалакшско-Умбинский фрагмент представляет собой юго-восточную часть Лапландского гранулитового пояса, выходящую на поверхность вдоль берега Кандалакшского залива Белого моря (Рис.1.1. и 1.2). Кандалакшско-Умбинский фрагмент состоит из четырех тектонических покровов: Кандалакшского, Колвицкого, Порьегубского и Умбинского. Покровные структуры сложены пакетами тектонических пластин, разделенные сдвиговыми зонами. Серия из наиболее мощных сдвиговых зон на границе Умбинского и Порьегубского покровов выделяется В.В. Балаганским в качестве зоны меланжа (Балаганский и др., 2005б). В настоящей работе особенности деформаций, метаморфизма и метасоматоза в сдвиговых зонах лапландских гранулитов рассматриваются на примере Порегубского покрова.



**Рис. 1.2.** Схема геологического строения района Порьей губы Белого моря. Составлена на основе карты В.В. Балаганского (Балаганский, 2005б) и новых геологических данных. Условные обозначения: 1) Кандалакшский тектонический покров (гранат-амфиболовые ортогнейсы среднего состава и гранатовые амфиболиты по базальтам); 2) Колвицкий тектонический покров (метагабброанортозиты); 3) Порьегубский тектонический покров (кристаллосланцы среднего и основного состава); 4) Умбинский тектонический покров (глиноземистые гнейсы); 5) зона тектонического меланжа; 6) зоны сдвиговых деформаций на границах крупных пакетов тектонических пластин.

Кандалакшский покров сложен амфиболитами, протолитом которых были основные вулканиты, на нем залегают метагаббро-анортозиты Колвицкого покрова, которые перекрывается сначала основными гранулитами Порьегубского покрова, а затем кислыми гранулитам (кондалитами) Умбинского покрова (Рис.1.2). Протолитом основных гранулитов Порьегубского покрова считаются изверженные породы основного и среднего состава. Об этом свидетельствуют химический состав, геохимические тренды и корреляции между главными и редкими элементами (Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе). Протолитом кислых гранулитов Умбинского покрова считаются осадочные породы. О таком происхождении свидетельствуют реликты слоистых текстур, химический состав пород, характер распределения РЗЭ, изотопный состав кислорода и углерода (Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе).

Наиболее детально исследован Колвицкий тектонический покров. В 2005 году В.И. Фонарев и А.Н. Конилов опубликовали статью по Колвицкому покрову (Fonarey, Koniloy, 2005), где соотнесли свои петрологические наблюдения и возраст геологических событий, опубликованный ранее другими исследователями, выделив пять метаморфических событий. Так, магматическая кристаллизация колвицких габбро-анортозитов при T=1200°C и метаморфизм (M1) при 12.37 кбар (глубина 45 км) и 990°С произошли в течение периода 2.45-2.46 млн. лет. (Митрофанов и др., 1993, U-Pb по циркону, ID-TIMS; Фриш и др., 1995, U-Pb по циркону, ID-TIMS). По данным В.В. Балаганского магматические цирконы из метаандезитов Кандалакшского покрова горы Окатьева имеют возраст 2467±3 млн. лет (Балаганский и др., 1998, U-Pb, ID-TIMS). Валовые пробы однородных мелкосреднезернистых разностей кандалакшских метавулканитов, по данным того же автора, дали изохронный возраст (Rb-Sr метод) 2497±50 млн. лет (Балаганский и др., 1998). Метаморфическое событие M2 (ретроградный метаморфизм 900-915°C и 11.2 кбар (глубина 40 км)), проявлено в постпиковой перекристаллизации и образовании метаморфических Gr. Орх и Срх, а завершило эту стадию образование поздних Орх-Pl оторочек между Gr и Срх. Возраст этого события определен 2423±3 - 2433±18 млн. лет (Митрофанов и др., 1993, Балаганский и др., 1998, U-Pb по циркону, ID-TIMS). Также к этому событию логично отнести хорошее петрографически привязанное определение 2437±15 млн. лет, полученное для процесса амфиболизации габбро-анортозитов (Богданова и др., 1993, U-Pb по циркону, ID-TIMS); Тектонотермальная активность M3 датируется периодом 2394±14 млн. лет (Балаганский и др., 1998; Кислицын, 2001, U-Pb по циркону, ID-TIMS). Параметры этой стадии 10.3-11.3 кбар и 795-830°С. Последующая декомпрессия до 8-8.6 кбар (глубина 28.5-31 км), проявлена в образовании новых Орх-РІ коронарных структур. Тектонотермальное событие M4 – субизотермальная декомпрессия (при температуре 680-730°C) от 7.5-8.2 кбар (глубина 27-29.5 км) до 6.5 кбар (глубина 23 км) датируется 1.9-1.92 млн. лет (Фриш и др., 1995, U-Pb по циркону, ID-TIMS, Богданова и др., 1996, U-Pb по циркону, ID-TIMS) и проявлено в образовании Gr-Cpx-Opx каемок. И заключительный низкотемпературный малоинтенсивный метаморфизм (M5) протекал при 570-600°С и 5.5 кбар (глубина ~20 км) и

проявлен в виде амфиболизации пород в сдвиговых зонах, локальной хлоритизации и образовании магнезиального биотита. Возраст этого метаморфизма 1.83 млн. лет, получен по сфену из рассланцованного габбро с м. Кочинный (Бибикова и др., 1999а, 1999б, 2001).

Накопление осадочного протолита для Умбинских гранулитов (кондалитов) происходило в интервале 2.1-1.94 млн. лет (Ранний докембрий..., 2005). Глебовицкий в статье Глебовицкий и др., 2006 U-Pb методом (ID-TIMS) определяет возраст 1904.1±2.7 млн. лет пиковой стадии метаморфизма по глиноземистым гнейсам (кондалитам).

Существует ряд датировок для Умбинского интрузивного массива. По данным Daly, возраст  $t_{DM}$  интрузивных пород Умбинского массива (порфировый гранит, эндербит, чарнокит, гранит) варьирует от 1920 до 2497 млн. лет (Sm-Nd метод, по валовым пробам; Daly et al, 2001). По данным Glebovitsky et al, 2001 возраст внедрения массива (определен по порфировидному чарнокиту) 1912.5±7.7 млн. лет (U-Pb по циркону, ID-TIMS), в той же статье опубликованы еще две датировки 1949±7 млн. лет и 1966±9 млн. лет (U-Pb по циркону, ID-TIMS), эти данные объясняются присутствием унаследованного цирконового компонента старше 1920-1930 млн. лет.

Существенно меньше надежных литературных изотопных данных известно для **Порьегубского тектонического покрова**. Можно отметить возраст 2.06 млрд. лет, полученный U-Pb методом по цирконам (ID-TIMS) (Богданова и др., 1996) для пегматитовой жилы, секущей ортопироксенсодержащие кристаллосланцы (гранулиты) о. Горелый. U-Pb методом (ID-TIMS) получен возраст 1912±2 млн. лет (Кислицын, 2001) для цирконов из кварц-плагиоклаз-гранатовой лейкосомы в мигматизированном кристаллосланце (уч. Костариха). Как видно, известные изотопные данные носят фрагментарный характер и метасоматические породы, представляющие интерес для данной работы, изотопными методами не исследовались. Полученные автором диссертации совместно с коллегами новые изотопные данные по метасоматическим породам и вмещающим их метаморфическим породам будут изложены в отдельной главе.

## 1.3. Порьегубский тектонический покров

В период 1.9-2.0 млрд. лет (свекофеннское метаморфическое событие) Порьегубский покров, как и весь Лапландский гранулитовый комплекс, в значительной мере был переработан сдвиговыми деформациями и преобразован в крупную сдвиговую зону сжатия (Ранний докембрий..., 2005). Эта зона сжатия сформировалась при надвигании с северовостока на юго-запад гранулитовых глиноземистых гнейсов умбинской толщи на ортопироксеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы порьегубской толщи и район приобрел пластинчато-чешуйчатое строение.

Породы Порьегубского покрова претерпели несколько фаз деформаций (Балаганский, Козлова, 1997; Алексеев, 1997), причем имеются признаки как условий растяжения, так и сжатия (Балаганский, 2002). Интересной особенностью района является отсутствие крупных складок, вместо которых формировались сдвиговые зоны (shear zones) и развитие бластомиллонитов, приуроченное к этим сдвиговым зонам. Согласно Рамсай (Ramsay, 1987(2006)), сдвиговыми зонами называются линейные структуры при отношении их длины к ширине более, чем 5:1, которые отличаются от окружающих пород бо́льшей величиной деформации. В отечественной литературе эти структуры называются сдвиговыми зонами, зонами рассланцевания или вязкими срывами и являются продолжением близповерхностных разломов на глубину (Балаганский, 2005а).

Пластины Порьегубского покрова состоят из разнообразных пород, среди которых ведущую роль играют метабазиты, метагипербазиты, метаграувакки и присутствуют линзы, предположительно, архейских тоналито-гнейсов беломорского комплекса. Все эти породы испытали метаморфизм гранулитовой фации с проявлениями мигматизации.

Анализ кинематических индикаторов деформаций в сдвиговых зонах, приводящих к возникновению зон бластомилонитизации, выполнен в работах (Козлова и др, 1991; Глебовицкий и др, 1997). На основании этих исследований и структурно-геологических наблюдений выделяются три возрастные группы наложенных зон бластомилонитизации, которые имеют СЗ и субмеридиональное простирание.

1. Ранние деформации (Д<sub>1</sub>) связаны с надвиганием с северо-востока к юго-западу (Козлова и др., 1991) гранулитовых глиноземистых гнейсов умбинской толщи на ортопироксеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы порьегубской толщи. По-видимому, уже в этот этап деформаций оформилась главная особенность тектонического строения района – чешуйчатое строение с тектоническим чередованием пластин. Бластомилонитизированные породы характеризуются северо-западным простиранием при пологом (10-30°) северо-восточной ориентировкой линейности.

2. Более поздние деформации периода надвигообразования (Д<sub>2</sub>) связаны со сползанием пластин вышележащих пород (или подъемом нижних пластин) в восточном и юго-восточном направлениях по тем же плоскостям сдвига северо-западного простирания. В этот этап деформаций формировались новые наложенные кососекущие зоны бластомилонитизации также преимущественно северо-западного простирания с разными углами падения сланцеватости на северо-восток (от 20° до 60°) и пологой линейностью, падающей на восток и юго-восток. С этим временем деформаций связано формирование метасоматических пород с ортопироксеном и силлиманитом. В этот же этап деформаций, по-видимому, сформировались еще более поздние наиболее пологие зоны бластомилонитизации северо-

19

западного простирания, с которыми связано локальное плавление пород с формированием ортопироксен-содержащей лейкосомы мигматитов. Эти зоны при северо-западном простирании отличаются субгоризонтальной сланцеватостью (до 15°), падающей в северовосточном направлении. Ориентировка субгоризонтальной минеральной линейности (юговосток) близка к простиранию зон бластомилонитизации данного этапа деформаций. Это говорит о сдвиге пород по направлениям, близким к их простиранию.

3. В качестве самых поздних выделяются деформации (Д<sub>3</sub>), при которых сформировались поздние зоны бластомилонитизации. Они отличаются субмеридиональной ориентировкой сланцеватости с пологими или средними 45-50° (и редко крутыми, 70°) углами падения сланцеватости в восточном направлении и погружающейся на восток линейностью. Иногда поздние зоны образуют систему сходящихся зон сжатия-растяжения (Алексеев, 1997). Линейность ориентирована под значительным углом к простиранию зон, что говорит о перемещении вышележащих пород, как и при более ранних деформациях, на восток и юговосток.

# ГЛАВА 2. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПОРЬЕГУБСКОМ ПОКРОВЕ

### 2.1. Типы метасоматических пород, их распространение, связь с деформациями

Наиболее мощные сдвиговые зоны с интенсивной бластомилонитизацией приурочены к границам между тектоническими покровами со сланцеватостью, падающей на северовосток под углами 30-40°. Многочисленные менее мощные сдвиговые зоны, также ориентированные преимущественно в северо-западном направлении, развиты внутри Порьегубского покрова и разделяют его на серию отдельных пластин гранулитов высоких Предполагается, гранулитовому метаморфизму давлений. что высоких давлений предшествовал метаморфизм гранулитовой – амфиболитовой фации умеренных давлений (Фации метаморфизма, 1990; Бушмин, Глебовицкий, 2008). Мощность зон сдвиговых деформаций, сложенных преимущественно бластомилонитами, от нескольких сантиметров до сотен метров. Именно с этими сдвиговыми зонами и связано развитие разнообразных метасоматических пород. Это хорошо согласуется с современными представлениями о том, что в зонах сдвиговых деформаций первоначально рассеянные поровые флюиды должны собираться в потоки (Pirajno, 2010). В зоне воздействия потока на породы формируются области напряжения, ведущие к образованию трещиноватости. Последняя же является каналом проводимости флюидной фазы. Таким образом, между формированием локальных структур и действием флюида существует тесная взаимосвязь.

И действительно, для сдвиговых зон в Порьегубском покрове характерна высокая концентрация жильных тел разного масштаба и состава, которые указывают на мощные флюидные потоки. Это разнообразные богатые кварцем породы с силлиманитом, гранатом, ортопироксеном, ±кордиерит (см. Рис. 2.8.а; Рис.2.12.в,г) и ортопироксен-гранатовые породы (базификаты) (Рис. 2.1.в), а также кордиерит-ортопироксен-гранатовые породы (см. Рис. 2.8; Рис.2.12.д,е), гранатиты (Рис. 2.1.б), рудные кордиеритовые кварциты, кварцевые жилы с силлиманитом и графитом (Рис. 2.1.а), клинопироксен-скаполитовые породы, массивные сульфидные жилы (Рис. 2.1.г).



Рис. 2.1. Примеры жильных тел в сдвиговых зонах Порьегубского тектонического покрова. а) кварцевая жила с силлиманитом и графитом. о. Высокий; б) секущий контакт Fe-Mg породы с богатыми кварцем бластомилонитизированными породами, о. Сальный; в) жила Орх-Gr породы в гранат-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах, уч. Наумиха; г) кварц-сульфидная жила в мигматизированных кристаллосланцах, уч. Наумиха.

Среди такого многообразия метасоматических жильных пород привлекают внимание породы, содержащие индикаторный парагенезис высоких P-T параметров – Opx+Sil+Qu. Именно исследованию таких и связанных с ними пород и посвящена данная работа.

### 2.2. Характеристика метаморфических пород

Преобладающие в районе исследований кристаллические сланцы основного и среднего состава можно разделить на две группы. Первая группа представлена преимущественно мелкозернистыми ортопироксен-плагиоклазовыми И ортопироксен-клинопироксенплагиоклазовыми кристаллосланцами и гнейсами, безгранатовыми или содержащими небольшое количество мелкого граната (Рис. 2.2.а). Эти породы относятся к ранней стадии метаморфизма (М1). Породы характеризуются северо-западным простиранием при пологом (10-30°) северо-восточном падении сланцеватости. Они встречаются в изученном районе фрагментарно в отдельных "реликтовых" участках, анклавах, линзовидных блоках среди заметно преобладающих гранатсодержащих кристаллосланцев второй группы (Рис.2.2.б), сформировавшихся в главную стадию метаморфизма (M2). Породы второй стадии метаморфизма представлены среднезернистыми гранатсодержащими, часто порфиробластическими разновидностями пироксеновых кристаллосланцев с прослоями

гнейсов. Эти породы часто бластомилонитизированы вплоть до образования пластинчатых пород (Рис.2.2.в). Породы также характеризуются преимущественно северо-западным простиранием с разными углами падения сланцеватости на северо-восток (от 20° до 60°). Контакты между породами двух стадий метаморфизма как субсогласные, так и секущие, что позволяет говорить о разных стадиях метаморфизма (Рис. 2.2.г).



Рис. 2.2. Метаморфические породы. a) Мелкозернистые кристаллосланцы ранней стадии метаморфизма (M1): б) среднезернистые кристаллосланцы главной стадии метаморфизма (М2); в) пластинчатое строение кристаллосланцев и гнейсов сталии M2; г) контакт кристаллосланцев М1 и М2.

# 2.2.1. Метаморфические породы стадии М1

Двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы представлены полосчатыми мелкосреднезернистыми породами, состоящими из плагиоклаза (до 60%), ортопироксена (5-40%), клинопироксена (5-30%), кварца (5-10% в кристаллосланцах и 25-35% в гнейсах), калиевого полевого шпата (до 5%), амфибола (0-10%), биотита (0-5%), граната (0-3%). Полосчатость выражается чередованием лейкократовых и меланократовых зон. Основная масса пород сложена плагиоклазом (№33-48), иногда с примесью калишпата (91-94% Or). Ортопроксен (гиперстен,  $X_{Mg} = 0.52-0.64$ , содержание глинозема  $Al_2O_3 = 0.8-2.7\%$  (0.04-0.12ф.к. Al) см. приложение - Рис. 1) и клинопироксен (X<sub>Mg</sub> = 0.6-0.72) образуют цепочки зерен в лейкократовой массе. Биотит (флогопит, X<sub>Mg</sub> = 0.51-0.67, содержание глинозема Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 12.7-15.2% (X<sub>Al</sub> = 0.27-0.36), содержание титана TiO<sub>2</sub> = 3.2-6.2%, (Ti = 0.13-0.35ф.к.), см. приложение Рис. 2) может развиваться по ортопироксену или образовывать единичные идиоморфные лейсты в плагиоклазе. Могут встречаться мелкие (до 1 мм) зерна граната (Prp = 25-35%, Alm = 48-55%, Sps = 1-3%, Grs = 15-18%, см. приложение Рис. 3), не имеющие прямых контактов с клинопироксеном. Амфибол представлен преимущественно паргаситом, с подчиненным количеством ферропаргасита, чермакита, магнезиальной роговой обманки и магнезиогастингсита (здесь и далее названия приведены по классификации IMA 2004 (Leake

et al. 2004, Yavuz, 2007)), X<sub>Mg</sub> = 0.46-0.68 (см. приложение - Рис. 4). Из рудных минералов присутствуют ильменит и магнетит.

Ортопироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы представлены мелкосреднезернистыми полосчатыми породами, состоящими из плагиоклаза (до 50%), ортопироксена (15-35%), кварца (до 5% в кристаллосланцах и 15-20% в гнейсах), рудных минералов (до 10%), амфибола (0-25%), биотита (1%). Полосчатость выражается чередованием лейкократовых и меланократовых зон. Основная масса сложена основным плагиоклазом (№54-92). Кварц в гнейсах образует вытянутые зерна. Ортопироксен (гиперстен,  $X_{Mg} = 0.56-0.59$ ,  $Al_2O_3 = 1.8-2.5\%$  (Al = 0.08-0.11ф.к.), см. приложение - Рис. 1) образует линзовидные ориентированные агрегаты, внутри которых отдельные индивиды разориентированы. Меланократовые зоны практически полностью могут быть сложены ортопироксеном и/или амфиболом (чермакиты (IMA 2004), X<sub>Mg</sub> = 0.55-0.6, см. приложение -Рис. 4). Биотит (флогопит,  $X_{Mg} = 0.61-0.65$ , содержание глинозема  $Al_2O_3 = 15.2-15.4\%$  ( $X_{Al} =$ 0.33), содержание титана  $TiO_2 = 3.5-4.1\%$ , (Ti = 0.19-0.23 $\phi$ .к.), см. приложение Рис. 2) образует единичные идиоморфные лейсты в плагиоклазе. В качестве рудных минералов присутствует ильменит.

<u>Лейкократовые гранат-биотитовые плагиогнейсы</u> – мелко-среднезернистые породы, они встречаются в виде маломощных прослоев среди ортопироксеновых кристаллосланцев M1 и состоят из кварца (35-40%), плагиоклаза (35-40%), граната (10%), биотита (10%) и рудных минералов (до 5%). Породы бластомилонитизированы и сильно окварцованы. Окварцевание, вероятнее всего, связано с воздействием на исходный гнейс флюидов стадии M2. Матрицу породы слагает *плагиоклаз* (№15-17 + единичные зерна Ab) и кварц в виде лент и струй. Лейсты *биотита* (флогопит,  $X_{Mg} = 0.64-0.75$ , содержание глинозема Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.6-17.5% (X<sub>Al</sub> = 0.35), содержание титана TiO<sub>2</sub> = 5.1-6.3%, (Ti = 0.28-0.35ф.к.), см. приложение Рис. 2) равномерно распределены в плагиоклазе. Встречаются мелкие (0.4-0.7 мм) порфиробласты *граната* (Alm = 49-52%, Sps = 3%, Prp = 43-46%, Grs = 2-3%; см. приложение Рис. 3). Рудный минерал – пирит.

## 2.2.2. Метаморфические породы стадии М2

<u>Гранатсодержащие двупироксеновые кристаллосланцы</u> представлены среднезернистыми породами, состоящими из 30-60% плагиоклаза, 2-10% ортопироксена, 5-25% клинопироксена, 5-20% граната, 5-10% биотита, 5-10% амфибола, 1-5% кварца, до 3% калиевого полевого шпата и до 3% рудных минералов. Породы обладают полосчатой текстурой и бластомилонитовой структурой. Полосчатость выражается чередованием лейкократовых и меланократовых зон. *Плагиоклаз* №43-81 слагает основную матрицу породы. Меланократовые зоны сложены *ортопироксеном* (гиперстен,  $X_{Mg} = 0.52-0.63$ , содержание глинозема  $Al_2O_3 = 0.6-2.9\%$  ( $Al = 0.03-0.13\phi$ .к.), см. приложение - Рис. 1), *клинопироксеном* ( $X_{Mg} = 0.44-0.77$ ) и *гранатом* (Alm = 50-58%, Sps = 1-5\%, Prp = 19-30%, Grs = 15-20%; см. приложение Рис. 3). Часто порфиробласты граната вытянуты вдоль полосчатости и содержат включения всех содержащихся в породе минералов. Встречаются зональные гранаты: содержание пиропового компонента падает к краям порфиробласта (Prp(центр) = 35%; Prp(край) = 22%), а альмандинового – растет (Alm: центр = 48%, край = 57%). *Биотит* (флогопит и аннит,  $X_{Mg} = 0.48-0.59$ , содержание глинозема  $Al_2O_3 = 16.2-19.8\%$  ( $X_{Al} = 0.34-0.4$ ), содержание титана  $TiO_2 = 0.2-3.5\%$ , ( $Ti = 0.01-0.19\phi$ .к.), см. приложение Рис. 2) в большинстве случаев образует включения в порфиробластах граната. *Амфибол* представлен преимущественно чермакитом и паргаситом с подчиненным количеством феррочермакита и магнезиальной роговой обманки (IMA 2004) ( $X_{Mg} = 0.44-0.71$ , см. приложение - Рис. 4). Рудные минералы представлены преимущественно ильменитом, в незначительных количествах встречаются магнетит, титано-магнетит, пирит и пирротин.

Гранатсодержащие ортопироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы представлены среднезернистыми полосчатыми породами, состоящими из плагиоклаза (30-60%), граната (5-20%), ортопироксена (10-40%), кварца (5-7%), биотита (2-10%), рудных минералов (в отдельных участках породы до 10%) и калиевого полевого шпата (до 5%). Встречаются разновидности пород с 3-20% амфибола. Полосчатость выражается чередованием лейкократовых и меланократовых зон. Плагиоклаз №27-65 и №81-91 образует матрицу породы. Гранат (Alm = 46-62%, Sps = 1-10%, Prp = 20-47%, Grs = 3-20%; см. приложение Рис. 3) представлен порфиробластами диаметром в среднем 2-8 мм с включениями кварца, плагиоклаза, рудных минералов, биотита и ортопироксена. Ортопироксен (гиперстен, X<sub>Mg</sub> = 0.55-0.69, содержание глинозема Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.4-6.4% (Al = 0.06-0.28ф.к.), см. приложение - Рис. 1) образует зерна неправильной формы, вытянутые вдоль полосчатости. Биотит (флогопит,  $X_{Mg} = 0.64-0.76$ , содержание глинозема  $Al_2O_3 = 15.1-17.6\%$  (X<sub>Al</sub>=0.31-0.36), содержание титана TiO2 = 2.4-5.7%, (Ti = 0.15-0.31ф.к.), см. приложение Рис. 2) образует лейсты краснобурого цвета. В ряде случаев он замещает ортопироксен и присутствует в виде включений в гранате. Встречаются разновидности пород, содержащие амфибол (чермакит, антофиллиткуммингтонит и магнезиальная роговая обманка с единичными зернами актинолита (ІМА 2004) (X<sub>Mg</sub> = 0.55-0.66), см. приложение - Рис. 4). Амфиболы либо тесно ассоциируют с ортопироксеном в виде сростков (в случае, если их в породе мало), либо слагают с ортопироксеном цепочки, образующие полосчатость породы. Квари слагает редкие сильно вытянутые линзы или зерна. Рудные минералы преимущественно представлены зернами ильменита неправильной формы. Также в незначительных количествах встречаются такие рудные минералы, как магнетит, титано-магнетит, пирит, халькопирит и пирротин. В породе присутствует рутил.

Ha границе с метасоматическими породами встречаются разновидности кристаллических сланцев с высоким содержанием граната (до 30-50%), образующего сыпь (см. далее Рис. 2.3.в). Гранат в этих породах (Prp = 24-44%, Alm = 48-57%, Sps = 1-6%, Grs = 5-14% (до 17% Grs в Ат-содержащих разновидностях), см. приложение Рис. 3) образует 3-10 мм порфиробласты. Гранаты часто зональные: содержание гроссуляра уменьшается от центра к краям: 8.2% - центр, 5.6% - край, т.е. наблюдается тенденция к выносу кальция. Также в этих породах (в том числе в качестве включений в порфиробласты граната) содержится до 15% рудного минерала (преимущественно ильменит с ламелями титаномагнетита). Ортопироксен (гиперстен,  $X_{Mg} = 0.54-0.73$ , содержание глинозема  $Al_2O_3 =$ 0.4-8%, (Al = 0.02-0.35ф.к.), см. приложение - Рис. 1) образует вытянутые вдоль милонитовой полосчатости зерна. Биотит (флогопит,  $X_{Mg} = 0.62-0.83$ , содержание глинозема  $Al_2O_3 = 14.5$ -18% (X<sub>Al</sub>=0.30-0.35), содержание титана TiO2 = 1.5-5.5%, (Ti =  $0.08-0.3\phi$ .к.), см. приложение Рис. 2) образует мелкие лейсты красно-бурого цвета. В амфиболсодержащих разновидностях пород амфибол представлен чермакитом и магнезиогастингситом с подчиненным количеством магнезиальной роговой обманки и актинолита (IMA 2004) (X<sub>Mg</sub> = 0.53-0.77, см. приложение - Рис. 4).

## 2.2.3. Парагенезисы, фациальные условия метаморфизма

Для большинства метаморфических пород характерны критические для гранулитовой фации парагенезисы (Бушмин, Глебовицкий, 2008). Это парагенезисы с клинопироксеном, ортопироксеном, гранатом и плагиоклазом (в богатых кальцием породах) и с ортопироксеном, гранатом и калишпатом (в бедных кальцием породах).

Для метаморфических пород выделяются следующие парагенезисы:

Для стадии метаморфизма M1:

 $Pl_{33-48}+Opx_{52-64}+Cpx_{60-72}\pm Bt_{51-67}+Qu+Kfs\pm Am_{46-68}$ 

 $Pl_{51-92} + Opx_{56-59} + Bt_{61-65} + Qu \pm Kfs \pm Am_{55-60}$ 

Для стадии метаморфизма M2:

 $Pl_{43-81}$ +  $Opx_{52-63}$ + $Cpx_{44-77}$ + $Gr_{19-30}$ + $Bt_{48-59}$ ± $Am_{44-71}$ ±Qu±Kfs

 $Pl_{27-91} + Opx_{54-73} + Gr_{20-47} + Bt_{62-83} \pm Qu \pm Kfs \pm Am_{53-77}$ 

Индексы после минералов: Pl - номер плагиоклаза; Орх, Bt, Cpx, Gr, Am - X<sub>Mg</sub>.

Безгранатовые плагиоклаз-пироксеновые парагенезисы (стадия M1) получают распространение при умеренных и низких давлениях (гранат-ортоклаз-кордиеритгиперстеновая субфация, см. Рис. 3.46 в главе 3.4), тогда как развитие парагенезисов с гранатом (стадия M2) происходит при более высоких давлениях (верхняя часть гранатортоклаз-кордиерит-гиперстеновой субфации и силлиманит-гиперстеновая субфация, см. Рис. 3.46 в главе 3.4).

## 2.2.4. Реакции и реакционные структуры

Взаимоотношения породообразующих минералов в метаморфических породах обеих стадий в большинстве случаев можно охарактеризовать как близкие к равновесным (Рис. 2.3.).



**с. 2.3.** а) Ортопироксеновый кристаллосланец (М1). Обр. Б1017-9-1, уч. Костариха; б) гранатортопироксен-плагиоклазовый кристаллосланец (М2). Обр. Б799-1, уч. Паленый; в) ортопироксенгранат-плагиоклазовый кристаллосланец, отобранный на границе с зоной метасоматоза (М2). Обр. Б1016-15б, уч. Паленый.

Из неравновесных реакций метаморфических В породах отметить можно ортопироксен-плагиоклазовые симплектитовые срастания (Рис. 2.4на границе порфиробластов граната с клинопироксеном. Соотношения между реагирующими минералами описываются реакциями, которые идут с понижением давления по мере снижения температуры: Gr+Cpx → Opx+Pl (Spear, 1993). Такие структуры могли образоваться на регрессивной стадии.



**Рис. 2.4.** ВSE изображение Opx-Pl симплектита вокруг порфиробласта граната. Образец Б1019-2, правый берег губы Костариха.

В метаморфических породах встречаются зоны поздней амфиболизации, образовавшейся в условиях амфиболитовой фации. Если гранулитовые амфиболы находятся в парагенезисе с клинопироксеном и ортопироксеном, то образование позднего амфибола носит явно наложенный по отношению к гранулитовым парагенезисам характер. Этот поздний процесс в данной работе не рассматривается.

# 2.3. Геология метасоматических процессов (участки Паленый, Костариха, Наумиха)

Для исследования метасоматических процессов была выбрана одна из сдвиговых зон северо-западного простирания протяженностью около 16 километров и мощностью до 100 метров на участке Паленый (Рис. 2.5). В ней широко развиты разнообразные по составу бластомилонитизированные метасоматические породы. В пределах этой зоны на трех участках (остров Паленый, остров Наумиха и остров Костариха) были исследованы породы с парагенезисом Opx+Sil+Qu. При исследовании гранулитовых комплексов различных регионов мира породы с ортопироксен-силлиманит-кварцевым парагенезисом всегда привлекают к себе особое внимание, так как они формируются при высоких Р-Т параметрах информацию о пиковых часто несут в себе условиях метаморфического И минералообразования (Глебовицкий и др. 1997; Подлесский, 2003; Табатабаиманеш С.М., 2005). Содержащие парагенезис ортопироксен + силлиманит богатые кварцем или гранатом ортопироксеном (±кордиерит) метасоматические породы района Порьей губы И локализованы в сдвиговых зонах на всех изученных участках. Ранее парагенезис Opx+Sil+Qu был обнаружен на участке Паленый (Крылова, Прияткина, 1976), позднее породы с этим парагенезисом были описаны, как результат кислотного выщелачивания (Беляев, 1981). Парагенезис Opx+Sil+Qu на участке Костариха впервые описан (без названия участка) в статье Н.Е. Козловой с коллегами (Козлова и др. 1991). На участке Наумиха вышеупомянутый парагенезис ранее обнаружен не был.



2.5. Порья Рис. губа. Пунктиром показаны крупномасштабные зоны сдвиговых деформаций. Использованы данные В.В. Балаганского (Балаганский и др., 2005б) и новые полевые структурные данные автора диссертации. Красным цветом выделена сдвиговая зона с метасоматическими породами, содержащими Opx-Sil-Qu парагенезис. Красными точками показаны места исследованных отбора образцов. Цифры – номера обнажений.

Каждый участок имеет отличительные особенности: разные вмещающие породы, разный минеральный состав метасоматитов, разная степень мигматизации. Так, на участке Паленый зона с метасоматическими породами располагается среди гранатсодержащих ортопироксеновых кристаллических сланцев с прослоями гнейсов. Степень мигматизации – не более 10-20%. Метасоматические породы (богатые кварцем и железо-магнезиальные) характеризуются практически полным отсутствием кальциевых минералов (плагиоклаз представлен альбитом). На участке Костариха вмещающими породами для метасоматитов, помимо гранатсодержащих ортопироксеновых кристаллосланцев, служат глиноземистые силлиманит-гранат-биотитовые±кордиерит±ортопироксен гнейсы. Степень мигматизации метаморфических пород – 25-35%. Во всех типах метасоматических пород участка присутствует кислый плагиоклаз (№10-35). На участке Наумиха метаморфические породы, вмещающие метасоматиты, представлены гранатсодержащими ортопироксеновыми и двупироксеновыми кристаллосланцами с прослоями гнейсов. Степень мигматизации метаморфических пород – 15-30%. Во всех метасоматических породах присутствует плагиоклаз (№30-40).

Временная связь ортопироксен-силлиманитовой ассоциации с деформациями детально исследовалась и доказана микроструктурными исследованиями ориентированных шлифов (Козлова и др., 1991). Показано, что ориентировка вытянутых зерен ортопироксена и силлиманита, а также зерен S-образной формы, испытавших механическое вращение, совпадает с ориентировкой минеральной линейности и шарниров складок, сопровождающих сдвиговую деформацию и сформированных одновременно с бластомилонитизацией пород.

На рис. 2.6 представлены примеры кинематических индикаторов в метасоматических породах, обнаруженные автором работы в пределах выбранной зоны сдвиговых деформаций. Одинаковая ориентировка кинематических индикаторов на уч. Паленый (Рис. 2.6.а) и уч. Костариха (Рис.2.6.в) может свидетельствовать о едином процессе образования этих структур в одной зоне сдвиговых деформаций.



2.6. Рис. Кинематические индикаторы сдвига (S-структуры): а) S-образный гранат в жильных Орх-Gr породах. Уч. Паленый: б) BSE изображение порфиробласта ортопироксена кварцевом В бластомилоните обр. БЛГ-1, уч. Паленый; в) S-образный Sil-Opx-Gr агрегат в Орх-Gr породе на контакте с кварц-плагиоклазовой бластомилонитизированной породой. Уч. Костариха: г) цепочечное S-образное распределение включений графита в порфиробласт граната. Фото шлифа в проходящем свете. о. Высокий.

### 2.3.1. Участок Паленый

На участке Паленый зона с телами метасоматических пород расположена среди двупироксеновых (± биотит, гранулитовый амфибол, гранат) и ортопироксеновых (± биотит, кристаллических сланцев основного И гранат) среднего состава с прослоями ортопироксеновых плагиогнейсов (Рис. 2.7). На некотором отдалении от зоны с встречаются метасоматическими породами реликтовые анклавы мелкозернистых двупироксеновых кристаллосланцев M1 (Рис. 2.7, Рис. 2.2, г). Непосредственно вблизи зоны метасоматоза и внутри нее рядом с ортопироксен-силлиманитовыми породами становятся преобладающими слабо мигматизированные (эндербитовая лейкосома (Qu+Pl+Opx) составляет не более 10-20% объема породы) среднезернистые гранатсодержащие разновидности пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов.



Рис. 2.7. Схема геологического строения зоны силлиманит-ортопироксеновыми метасоматическими породами среди гранулитов участка Паленый, Порья губа. Составили С.А. Бушмин и Ю.М. Лебедева. Условные обозначения: верхней ЛГП - Лапландский Ha врезке: гранулитовый ЛКПП - Лапландскопояс: Кольский подвижный пояс, КУ(ЛГП) Кандалакшско-Умбинский фрагмент Лапландского гранулитового пояса. Ha нижней врезке: 1 – зона бластомилонитизации силлиманитс ортопироксеновыми породами; 2-участки с силлиманит-ортопироксеновыми метасоматическими породами; 3 - метагабброанортозиты; 4 – преимущественно основные 5 – преимущественно гранулиты; кислые гранулиты. Стрелкой отмечено место расположения участка.

В рассматриваемой зоне широко развиты жильные тела мощностью от первых сантиметров до десятков сантиметров и метров, представленные окварцованными породами разным содержанием граната, ортопироксена и силлиманита, силлиманитовыми с неравномернозернистыми кварцитами, меланократовыми гранат-ортопироксеновыми породами с кордиеритом или без него, гранатитами, пироксенитами, скаполитсодержащими плагиоклаз-клинопироксеновыми породами (в рамках данной работы они подробно не рассматриваются). Для всех пород характерно неравномерное развитие сульфидной вкрапленности и секущих сульфидных прожилков. Все эти жильные тела (или зоны) разного, достаточно контрастного минерального состава косо секут сланцеватость и полосчатость вмещающих кристаллосланцев (Рис. 2.8). Парагенезис ортопироксена и силлиманита присутствует в богатых кварцем породах, кварцитах и в меланократовых гранатортопироксеновых породах.

31



Рис. 2.8. Взаимоотношения метасоматических пород и вмещающих их кристаллосланцев. а) Контакт Sil-Gr-Opx-Qu пород с вмещающими кристаллосланцами, уч. Паленый;

б) контакт кристаллосланца и жилы ортопороксен-гранатовой породы, уч. Паленый.

## 2.3.2. Участок Костариха

Участок Костариха включает в себя правый берег о. Костариха, на южном конце которого обнаружены жильные бластомилонитизированные породы с Opx-Sil-Qu парагенезисом и участок (600 метров) правого берега губы Костариха к югу от острова. В направлении с севера на юг меланократовые Hb-Opx-Pl и Gr-Opx-Pl кристаллические сланцы (Рис. 2.9.а) сменяются более лейкократовыми Bt-Gr-Opx-Pl гранулитами и Sil-Qu-Gr-Bt-Pl±Opx гнейсами (Рис. 2.9.а,б,в). Появляется большое количество мигматитов, в том



**Рис 2.9.** Участок Костариха. а,б) Вмещающие кристаллосланцы и гнейсы; в) богатые кварцем бластомилониты и Орх-Gr породы среди вмещающих гнейсов; г) жильные Sil-Opx-Gr породы, секущие милонитовую полосчатость Bt-Gr-Opx-Pl±Sil±Crd гнейса; д) контакт бластомилонитизированных богатых кварцем и плагиоклазом пород и биотит-ортопироксенплагиоклазовых гнейсов с сыпью граната на контакте; е) внутренее строение крупнозернистой Орх-Gr жильной породы.

числе чарнокитового состава (с индикаторным парагенезисом гранулитовой фации метаморфизма Opx+Kfs). Ближе к южному краю острова Костариха в лейкократовых гранулитах и гнейсах возрастает количество кварца и появляются жилы Gr-Sil-Qu, Sil-Qu, а также Gr-Opx состава. На южной оконечности острова в мигматизированных кристаллосланцах и гнейсах появляются Sil-Bt-Pl-Gr-Qu и Sil-Bt-Pl-Opx-Gr-Qu

32

бластомилониты и разнообразные по составу крупнозернистые Opx-Gr жильные породы с плагиоклазом, кордиеритом, силлиманитом, биотитом, гнездами кварца и сульфидов (Рис. 2.9.в,г,д,е).

Самая южная часть участка находится на правом берегу губы Костариха в 500 метрах южнее острова Костариха. Среди мигматизированных кристаллосланцев располагается жила крупнозернистых ортопироксен-гранатовых пород (Рис. 2.10). У жилы наблюдаются как согласные (Рис. 2.10.б), так и секущие (Рис. 2.10.в) контакты с вмещающими кристаллосланцами.



Рис. 2.10. a) Схема геологического строения жилы Орх-Gr пород в мигматизированных кристаллосланцах. Правый берег губы Костариха, (составила Ю. М. Лебедева); б) согласный контакт Орх-Gr жилы и вмещающих кристаллосланцев; B) секущий контакт Opx-Gr жилы С кристаллосланцами.

### 2.3.3. Участок Наумиха

На участке Наумиха зона с разнообразными по составу метасоматическими породами расположена среди клинопироксеновых и двупироксеновых (±амфибол, ±гранат) и ортопироксеновых (±биотит, ±гранат) кристаллосланцев основного и среднего состава (Рис. 2.11). Толща метаморфических пород имеет полосчатое строение. Непосредственно вблизи зоны и внутри нее, рядом с богатыми кварцем или основаниями метасоматическими породами становятся преобладающими мигматизированные гранатсодержащие разновидности двупироксеновых и ортопироксеновых кристаллосланцев (Рис. 2.12.а,б). Мигматиты (эндербитового состава Qu+Pl+Opx) составляют 15-30% от общего объема породы. Также можно отметить многочисленные зоны сульфидизации, проявленные во всех породах обнажения.



Рис. 2.11. Схема геологического строения зоны метасоматическими породами среди Наумиха. Составила гранулитов УЧ. Ю. М. Лебедева. Условные обозначения: На верхней врезке: ЛГП – Лапландский гранулитовый пояс; ЛКПП – Лапландско-Кольский подвижный пояс. КУ(ЛГП) Кандалакшско-Умбинский фрагмент Лапландского гранулитового пояса. На нижней врезке: 1 – зона бластомилонитов с силлиманит-ортопироксеновыми породами; 2участки с силлиманит-ортопироксеновыми 3 – метагаббро-анортозиты; 4 – породами: преимущественно основные гранулиты; 5преимущественно кислые гранулиты. Стрелкой отмечено место расположения

Метасоматические породы представлены разнообразными по составу жильными телами, секущими мигматитовую полосчатость вмещающих кристаллосланцев. Это плагиоклаз-кварцевые породы и кварциты с гранатом, биотитом, силлиманитом, ортопироксеном, калишпатом, шпинелью, кордиеритом и сульфидами в разных сочетаниях (Рис. 2.12.в,г) и жильные неравномернозернистые ортопироксен-гранатовые породы (базификаты) с биотитом, кордиеритом, гнездами кварца и сульфидов (Рис. 2.12.д,е). Среди богатых кварцем жильных пород на этом участке преобладают богатые гранатом разновидности (Рис. 2.12.г). Среди метасоматических жильных пород встречаются «тающие» реликты вмещающих кристаллосланцев (Рис. 2.12.ж). Парагенезис Орх-Sil-Qu обнаружен в богатых кварцем и плагиоклазом разновидностях метасоматических жильных пород.



## 2.4. Характеристика метасоматических пород

#### 2.4.1. Богатые кварцем породы

Среди богатых кварцем пород преобладают Al-Si-Mg окварцованные породы (кварца от 30 до 70%) и кварциты (кварца не меньше 70%) с силлиманитом, высокомагнезиальными ортопироксеном, гранатом, биотитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и поздним кордиеритом в разных сочетаниях. Также встречаются разновидности гранатовых кварцитов с зеленой шпинелью. Богатые кварцем породы имеют пятнисто-полосчатую, иногда тонкополосчатую текстуру, так как обладают всеми признаками бластомилонитов со «струйчатым» или пластинчатым распределением минералов и характеризуются неоднородным отчетливо зональным распределением неравномернозернистых агрегатов от полиминеральных до мономинеральных зон.

При изучении шлифов в ряде случаев, если порода не содержит большого количества симплектитов и поздних наложенных ассоциаций, можно наблюдать типичные бластомилонитовые структуры (Рис. 2.13).

35



Рис. 2.13.

Бластомилонитизированные богатые кварцем породы с Opx-Silпарагенезисом. Ou а, б) Силлиманит-ортопироксенбластомилониты кварцевые с биотитом. Обр. Л4-6 и Б1016-22, уч. Паленый; в) ортопироксенгранат-плагиоклаз-кварцевый бластомилонит с силлиманитом, биотитом и калиевым полевым шпатом. Обр. Б1021-16, VЧ. Костариха; силлиманитг) ортопироксен-плагиоклазкварцевый бластомилонит с биотитом. Обр. Б1021-22, УЧ. Костариха.

Особое внимание привлекают бластомилонитизированные богатые кварцем породы, содержащие ортопироксен-силлиманит-кварцевый парагенезис, а также парагенезисы с кордиеритом.

Биотит-силлиманит-гранат-ортопироксен-кварцевые породы без позднего кордиерита и значительного количества сульфидов распространены на участке Паленый. В таких породах наблюдаются «нормальные» взаимоотношения ортопироксена и силлиманита в присутствии кварца (Рис. 2.13.а.б.), а также симплектитовые срастания ортопироксена и силлиманита, замещающие порфиробласты граната (они будут описаны ниже). Содержание кварца 40-50%, ортопироксена – 10-20%, граната – 10-20%, силлиманита – 5-10%, биотита – 1-7%, плагиоклаза и калиевого полевого шпата – 1-5%, рудных минералов (преимущественно пирротина) – 1-2%. *Квари* образует ленточные зерна, слагающие матрицу породы. Силлиманит слагает цепочки вытянутых или ромбических кристаллов в кварце вдоль милонитовой полосчатости. Ортопироксен (бронзит, X<sub>Mg</sub> = 0.74-0.84, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 6.1-10.9 вес.% (0.26-0.46 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) образует порфиробласты или скопления зерен неправильной формы, часто совместно с силлиманитом. Самые низко- и высокоглиноземистые (для богатых кварцем пород) ортопироксены встречаются в Opx-Sil симплектитах на границе с кристаллами силлиманита. Однако, В самых высокоглиноземистых ортопироксенах есть вероятность завышения содержания глинозема за счет захвата пучком электронов близкорасположенного силлиманита. Гранат (Prp = 50-68%, Alm = 31-49%, Sps = 0-2 %, см. приложение Рис. 3) образует порфиробласты, которые часто имеют включения всех породообразующих минералов. Обращает на себя внимание, что в гранатах практически полностью отсутствует кальций (Grs = 0-0.5%). Часто встречаются зональные порфиробласты граната: содержание магния уменьшается от центра
зерен к краям (65% (центр) - 58% (край) пиропового минала) и ростом содержания железа (34% (центр) - 42% (край) альмандинового минала). *Биотит* (высокомагнезиальный флогопит,  $X_{Mg} = 0.8-0.94$ ,  $Al_2O_3 = 14.7-18.2\%$  ( $X_{Al} = 0.29-0.35$ ) с высоким содержанием титана 0.34-6.3% TiO<sub>2</sub> (0.01-0.34 ф.к.), см. приложение Рис. 2) образует биотит-силлиманитовые швы, включения в порфиробласты граната и/или ортопироксена и образует совместно с калишпатом отдельные наложенные зоны (зоны переотложения калия, которые будут рассмотрены ниже). Биотит из зон переотложения калия (в парагенезисе с ортоклазом и силлиманитом) и из силлиманит-биотитовых швов характеризуется самым высоким содержанием титана (TiO<sub>2</sub> = 5.1-6.3% (0.27- 0.34 ф.к.)). *Плагиоклаз* мало распространен в богатых кварцем породах участка Паленый. Единичные зерна альбита в срастаниях с калиевым полевым шпатом могут присутствовать в полиминеральных зонах(~1%) и в зонах переотложения калия (достигая 5-7%). В этих бластомилонитизированных породах встречаются участки без граната или без ортопироксена.

Силлиманит-ортопироксен-биотит-гранат-плагиоклаз-кварцевые породы это среднезернистые бластомилонитизированные породы, состоящие из плагиоклаза и ленточного кварца с мелкими лейстами биотита и кристаллами силлиманита, порфиробластами ортопироксена и граната. Они состоят из 25-40% кварца, 20-30% плагиоклаза, 10-20% граната, 3-15% биотита, 10-15% ортопироксена, 5% силлиманита и 0-10% калиевого полевого шпата. Такие породы распространены на участках Костариха и Наумиха. Плагиоклаз №19-26 (на уч. Костариха) с включениями калиевого полевого шпата и №30-34 (на уч. Наумиха) без калишпата, образует ветвящиеся жилы и вместе с ленточными зернами кварца образует матрицу породы. Ортопироксен (бронзит, X<sub>Mg</sub> = 0.77-0.82, с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 6.8-8.9 вес.% (0.28-0.33 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) образует порфиробласты (до 4мм) часто с включениями мелкого (~0.1-0.3мм) изометричного граната, а также силлиманита (Рис. 2.14.а,б). Помимо этого ортопироксен совместно с силлиманитом образуют симплектитовые срастания по краям порфиробластов граната (Рис. 2.14.в). В разновидностях пород без калишпата на границе биотита с кварцем обычны структуры замещения биотита ортопироксеном (Рис. 2.14.г), что может свидетельствовать о росте температуры и/или снижении активности воды и/или калия во флюиде. Гранат (Prp = 54-68%, Alm = 30-43%, Grs = 2-4%, Sps = 0-1%, см. приложение Рис. 3) образует порфиробласты удлиненной формы, часто сильно корродированные кварцем и/или содержащие множество кварцевых включений. Самый высокомагнезиальный гранат (65-68% Prp) образует мелкие (100-500 мк) зерна в кварц-плагиоклазовой матрице. Менее магнезиальный гранат (59-63% Prp) образует порфиробласты от 2 мм, которые содержат ориентированные включения силлиманита. Порфиробласты граната часто зональные: содержание пиропа падает от 67% в

центрах до 64% на краях. Лейсты *биотита* (флогопит,  $X_{Mg} = 0.81-0.91$ , содержание глинозема –  $Al_2O_3 = 16.5-18.3\%$  ( $X_{Al} = 0.33-0.35$ ) и титана – 3.2-5.3% TiO<sub>2</sub> (0.17-0.27 ф.к. Ti), см. приложение Рис. 2) встречаются в плагиоклазовой матрице, а также замещают по краям порфиробласты граната и ортопироксена.



Рис. 2.14. Взаимоотношения минералов в богатых кварцем породах. Обр. Б1024-97а, уч. Наумиха. a) «Нормальные» взаимоотношения силлиманита, ортопироксена кварца. И Включения граната В порфиробласте ортопироксена; б) ортопироксенагрегат силлиманитовый (c биотитом) В кварцматрице плагиоклазовой породы; в) ортопироксенсиллиманитовый симплектит замещает гранат; г) ортопироксен-силлиманитовый симплектит с биотитом развивается по порфиробласту граната. Образование ортопироксена по биотиту.

Биотит-гранат-плагиоклаз-кварцевые бластомилонитизированные породы с зеленой шпинелью – это среднезернистые породы, содержащие 25-45% кварца, 15-20% плагиоклаза, 15-20% граната, 5-10% биотита, 2-5% зеленой шпинели, 2-3% рудных минералов и 0-5% силлиманита. Ленты *кварца* и струи *плагиоклаза* (№6-11) образуют матрицу породы. Гранат (Prp = 38-56%, Alm = 42-59%, Sps = 0-3 %, Grs = 0-1%, см. приложение Рис. 3) образует изометричные или слегка вытянутые вдоль милонитовой полосчатости порфиробласты, часто в парагенезисе со шпинелью зеленого цвета и включениями силлиманита. В этих породах встречаются зональные гранаты: магнезиальность уменьшается (от 51% до 43% пиропового минала), а железистость увеличивается (от 46% до 55% альмандинового минала) в направлении от центра к краю зерна. Самые низкомагнезиальные гранаты встречаются в парагенезисе со шпинелью (X<sub>Mg</sub> = 47-61). Некоторые зерна *шпинели* имеют прямые контакты с кварцем, что может указывать на высокие температуры образования данного парагенезиса. Однако, учитывая значительную примесь цинка в шпинели (13.2-15.9% ZnO, или 0.27-0.33 ф.к. Zn), поле устойчивости шпинели с кварцем значительно расширяется. Биотит (флогопит, X<sub>Mg</sub> = 0.71-0.88, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.5-18.1% (X<sub>Al</sub> = 0.34-0.36), TiO<sub>2</sub> = 2.2-4.6% (0.14-0.25) ф.к.), см. приложение Рис. 2) образует лейсты в кварц-плагиоклазовой матрице.

Помимо равновесных взаимоотношений между ортопироксеном и силлиманитом, в богатых кварцем метасоматитах встречаются и неравновесные отношения. В таких случаях

кордиерит образует каймы или «рубашки» вокруг силлиманита (Рис. 2.15; 2.16). Примером пород с такими взаимоотношениями минералов могут служить бластомилонитизированные ортопироксен-гранат-кордиерит-биотит-плагиоклаз-кварцевые породы с реликтами силлиманита. Эти среднезернистые породы состоят из кварца (20-25%), плагиоклаза (20%), биотита (15-20%), кордиерита (20%), граната (10%), ортопироксена (5-7%) и силлиманита (2-4%). Внешне эти породы похожи на рассмотренные ранее богатые кварцем и плагиоклазом породы, отличаясь присутствием кордиерита, развивающегося на контакте силлиманита с ортопироксеном (Рис. 2.15.а) и замещающего гранат (Рис. 2.15.б). Плагиоклаз (№32-40) совместно с кварцем слагает матрицу породы. Порфиробласты граната умеренно магнезиальные (Prp = 41-55%, Alm = 41-53%, Grs = 3-5%, Sps = 0-1%; см. приложение Рис. 3), лишь новообразованный гранат из Opx-Sil симплектитов достигает максимальной для этой породы магнезиальности: Prp = 57% (содержание альмандина 40%). Это свидетельствует об участии флюида повышенной магнезиальности при образовании Opx-Sil симплектитов. Ортопироксен (бронзит,  $X_{Mg} = 0.72 - 0.74$ , содержание  $Al_2O_3 = 5.6 - 6.5$  вес.% (0.24-0.28 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) образует небольшие скопления зерен неправильной формы в ассоциации с биотитом. Биотит (флогопит, X<sub>Mg</sub> = 0.76-0.83, содержание глинозема –  $Al_2O_3 = 16.2-17.1\%$  (X<sub>A1</sub> = 0.33-0.35), TiO<sub>2</sub> = 3.2-4.7% (0.17-0.26 ф.к. Ti), см. приложение Рис. 2) может слагать практически мономинеральные швы или ассоциировать со всеми минералами породы. Силлиманит окружен кордиеритом (X<sub>Mg</sub> = 0.87-0.89) и сильно корродирован.



Рис. 2.15. Образование кордиерита в богатых кварцем породах. Обр. Б1024-98в, уч. Наумиха. а) Кордиерит на границе силлиманита и ортопироксена; б) кордиерит замещает порфиробласт граната.

На участке Паленый, где плагиоклаз в богатых кварцем метасоматических породах практически не встречается, распространение получают <u>ортопироксен-кордиерит-кварцевые</u> породы с биотитом, большим количеством рудных минералов и реликтами силлиманита. Эти породы обладают бластомилонитовой структурой и состоят из кварца (30-40%), кордиерита (15-25%), силлиманита (10-20%), рудных минералов (10-15%), ортопироксена (5%) и биотита (5%). *Кордиерит* ( $X_{Mg} = 0.85-0.93$ ) образует тонкие каемки вокруг силлиманита. Помимо этого, для пород характерно пятнисто-полосчатое распределение кордиерита в кварцевой матрице. *Кварц* образует вытянутые зерна неправильной формы или ленты-струи. *Силлиманит* на контакте с кордиеритом всегда корродирован. *Ортопироксен* (бронзит,  $X_{Mg} =$ 

0.79-0.84,  $Al_2O_3 = 6.9-9.1$  вес.% (0.29-0.38 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) образует как мелкие удлиненные зерна, так и порфиробласты (до 1 см). *Биотит* (высокомагнезиальный флогопит,  $X_{Mg} = 0.8-0.91$ , с высоким содержанием глинозема –  $Al_2O_3 = 15.5-16.7\%$  ( $X_{A1} = 0.30-0.33$ ),  $TiO_2 = 1.7-3.5\%$  (0.09-0.18 ф.к.), см. приложение Рис. 2) образует лейсты в кварце и включения в ортопироксене. Рудные минералы представлены преимущественно пирротином, а также пиритом и халькопиритом (единичные зерна).



Рис. 2.16. Богатые кварцем породы с кордиеритом. а) Переходная зона между равновесным и неравновесным взаимоотношениями Орх и Sil. В верхней части фотографии - прямой контакт Орх-Sil, в левом нижнем –

кордиеритовые «рубашки» вокруг силлиманита на контакте с ортопироксеном. Обр. Б801-92, уч. Паленый; б) кордиеритовые «рубашки» на контакте силлиманита и ортопироксена. Обр. Л4-2а, уч. Паленый.

Таким образом, в богатых кварцем породах широко представлены парагенезисы гранулитовой фации. Это парагенезисы с высокомагнезиальными ортопироксеном, гранатом, биотитом, кордиеритом, а также калишпатом и силлиманитом.

Все богатые кварцем породы представлены бедными кальцием разновидностями. В исследованных породах можно выделить следующие обобщенные парагенезисы:

 $Qu+Gr_{50-68}+Opx_{74-84}+Bt_{80-94}+Sil\pm Pl_{0-2}\pm Kfs$ 

Qu+Pl<sub>19-34</sub>+Gr<sub>54-68</sub>+Opx<sub>77-82</sub>+Bt<sub>81-91</sub>+Sil±Kfs

 $Qu+Pl_{6-11}+Gr_{38-56}+Bt_{71-88}+Sp_{47-61}+Sil$ 

 $Qu + Pl_{32\text{-}40} + Bt_{76\text{-}83} + Crd_{87\text{-}89} + Gr_{41\text{-}55} + Opx_{72\text{-}74}$ 

Qu+Crd<sub>85-93</sub>+Opx<sub>79-84</sub>+Bt<sub>80-91</sub>

Индексы после минералов: Pl - номер плагиоклаза; Opx, Bt, Sp, Crd, Gr - X<sub>Mg</sub>.

# Равновесные соотношения минералов

Морфология и взаимоотношения зерен граната, ортопироксена и силлиманита внутри зон с разным числом минералов позволяют полагать, что соотношения между главными породообразующими (матричными) минералами в пределах этих зон были близкими к равновесным. О равновесии свидетельствует морфология минералов внутри минеральных зон. Ортопироксен образует порфиробласты и мелкие удлиненные зерна вместе с силлиманитом в кварце (Рис. 2.17, Рис. 2.18.а).



Рис. 2.17. Ортопироксенсиллиманитовый парагенезис в богатых кварцем породах. а) Порфиробласт ортопироксена с кристаллами силлиманита. Обр. Л4-6, уч. Паленый; б) биотит-силлиманитортопироксеновый агрегат. Обр. Б1024-97в, уч. Наумиха; порфиробласт в) ортопироксена с кристаллами силлиманита. Обр. Б1021-23, уч. Костариха; г) ортопироксен включением кристалла с силлиманита. Обр. Б1016-19б, vч. Паленый.

Силлиманит образует удлиненные призматические кристаллы или цепочки из ромбов со спайностью по диагонали (в зависимости от сечения), вытянутые вдоль милонитовой полосчатости в кварцевой или плагиоклаз-кварцевой основной массе, он может образовывать почти мономинеральные «струи» и скопления (Рис. 2.13.а, Рис. 2.18.а,б). Также силлиманит часто приурочен к линейным зонам (швам) в ассоциации с биотитом (Рис. 2.18.в). В ряде случаев он образует ориентированные вдоль полосчатости включения в порфиробластах граната, в редких случаях эти включения образуют S-структуры, повторяя морфологию порфиробласта граната (Рис. 2.18.г), что доказывает образование данного парагенезиса во время сдвиговых деформаций.



Рис. 2.18. Положение силлиманита в богатых кварцем метасоматитах. a) Цепочки кристаллов силлиманита, вытянутые вдоль милонитовой полосчатости. Обр. Б1121-17, УЧ. Костариха; б) кристаллы силлиманита в кварц-плагиоклазовой матрице. Обр. Б1021-6, уч. Костариха; в) силлиманитбиотитовые швы. Обр. Б1081-6, уч. Наумиха; г) ориентированные включения силлиманита в порфиробласте граната образуют S-образную структуру. Обр. Б1121-16, уч. Костариха.

Зерна граната, от совсем мелких (доли миллиметра) до нескольких сантиметров в диаметре, часто вытянутые вдоль милонитовой полосчатости, располагаются в кварце или

кварц-плагиоклазовой матрице, контактируют с пироксеном, силлиманитом и биотитом, содержат включения пироксена, кварца, силлиманита и биотита (Рис. 2.19; Рис. 2.13.в).



Рис. 2.19. Гранат в богатых кварцем породах. a) Изометричные порфиробласты граната. Обр. Б1024-97в, УЧ. Наумиха; б) цепочка из порфиробластов граната, вытянутая вдоль милонитовой полосчатости. Обр. Л4-1, уч. Паленый.

Лейсты густо-окрашенного *биотита* располагаются в кварц-плагиоклазовой матрице в виде ветвящихся прожилков (часто с калиевым полевым шпатом) (Рис. 2.19) или образуют швы (часто с силлиманитом) в кварце (Рис. 2.18.в; Рис. 2.19.б). Биотит контактирует с ортопироксеном и гранатом, а также образует включения в этих минералах (Рис. 2.17.б, г; Рис. 2.19.а).

#### Растворение минералов

Первым признаком растворения минералов служат реакции, связанные с окварцеванием. Интенсивное окварцевание пород выражается в появлении более крупнозернистого ленточного кварца, ориентированного вдоль минеральной полосчатости (Рис. 2.20). Этот кварц явно отличается от мелкозернистого кварца из гранобластовых участков, возможно, исходной породы (Рис. 2.20.а).



Рис. 2.20. Окварцевание пород. a) BSE изображение окварцеванного плагиосланца. Обр. Б1121-9-1, VЧ. Костариха; б) ленточный кварц И кварцсиллиманитовые струи в кварцевом бластомилоните с парагенезисом Opx+Sil+Qu, Обр. БЛГ-2, уч. Паленый.

Начало процесса метасоматического окварцевания выражается в появлении сетки маломощных кварцевых зон в плагиогнейсах, в них за счет граната и биотита могут развиваться Opx-Sil парагнезисы. Рассмотрим этот процесс на примере сильно окварцованной породы (Рис. 2.20.а) с реликтами лейкократового биотит-гранат-плагиоклазового гнейса (Qu 45%, Sil 5%, гнейс 50%), отобранного на границе с зоной метасоматоза. Реликты гнейса (Pl 35%, Bt 35%, Gr 15%, Kfs 7%, Qu 5%, Sil 3%) представляют собой вытянутые линзы среди ветвящихся жил, сложенных ленточным кварцем. По составу

42

все минералы переменного состава приближаются к составу аналогичных минералов из богатых кварцем метасоматических пород. Гранат (Prp 50-62%, Alm 36-48%, Grs 2%, Sps 0%, см. приложение Рис. 3) представлен вытянутыми вдоль кварцевых жил порфиробластами, которые рассекаются струями силлиманита. Порфиробласты насыщены включениями кварца и силлиманита. *Плагиоклаз* №20-27 слагает матрицу реликтового гнейса. Биотит (флогопит, см. приложение Рис. 2) представлен двумя генерациями: матричный биотит гнейсов (X<sub>Mg</sub>=0.76-0.85, содержание глинозема – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.1-17.1% (X<sub>A</sub>)=0.33-0.35) и титана – 3.2-5.5% TiO<sub>2</sub> (0.17-0.3 ф.к. Ti)) и высокомагнезиальный флогопит, образующийся по гранату в зонах микро-сдвиговых деформаций (X<sub>Mg</sub>=0.82-0.90, содержание глинозема – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.4-17.9% (X<sub>Al</sub>=0.33-0.35) и титана – 2.8-4.8% TiO<sub>2</sub> (0.15-0.26 ф.к. Ti)). *Ортопироксен* (бронзит,  $X_{Mg} = 0.77-0.8$ , содержание  $Al_2O_3 = 6.5-9.1\%$  (0.27-0.38 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) в породе присутствует в незначительных количествах и развивается вокруг биотита, замещающего порфиробласт граната в микро-сдвиговой зоне с силлиманитом. Развитие высокомагнезиального биотита и магнезиального ортопироксена совместно с силлиманитом по гранату возможно только при поступлении дополнительного магния в систему.

В богатых кварцем метасоматических породах, помимо равновесных взаимоотношений минералов, наблюдаются и такие минеральные взаимоотношения, которые указывают на растворение (распад) минералов и, таким образом, отражают реакции перехода между разными минеральными зонами. Многие минералы обнаруживают признаки коррозии кварцем (Рис. 2.21).



Рис. 2.21.

Корродированные кварцем порфиробласты граната и ортопироксена в богатых кварцем бластомилонитах. Обр. БЛГ-3 и БЛГ-4, уч. Паленый.

Плагиоклаз, в случае если он встречается в богатых кварцем породах (на участках Наумиха и Костариха), может иметь признаки коррозии кварцем и силлиманитом (Рис. 2.22.а,б). И, наконец, в зонах силлиманитового кварцита могут встречаться сильно деформированые и корродированые кварцем крупные призматические зерна силлиманита (около 2 мм) (Рис. 2.22.в,г).



Рис. 2.22. Растворение минералов. а) Плагиоклаз среди ленточных зерен кварца. Обр. Л22-8, уч. Костариха; б) плагиоклазовые зоны с идиоморфным силлиманитом. Обр. Б1006-11, о. Сальный; в, г) растворение кристаллов силлиманита. Обр. Б1016-21, уч. Паленый.

Все эти наблюдения структур растворения минералов и связанных с ними минеральных замещений могут быть выражены в виде минеральных реакций, анализ которых будет сделан ниже.

# Реакции на границах метасоматических зон

Какие же реакции приводят к переходу от вмещающих пород к внешним многоминеральным зонам метасоматической колонки и далее к внутренним дву- и мономинеральным зонам? Во вмещающих породах много минералов с кальцием: это плагиоклазы №27-92 и гранат с содержанием гроссуляра до 17-20% (см. приложение Рис. 3). В богатых кварцем породах наблюдается существенное уменьшение гроссулярового компонента в гранатах с участков Наумиха и Костариха и практически полное отсутствие кальция в гранатах с участка Паленый. Плагиоклазы также существенно более кислые (не выше №40). Все это свидетельствует о выносе кальция при метасоматозе. Магнезиальность и глиноземистость ортопироксенов также возрастает по мере развития процесса метасоматоза. Такой процесс, происходящий на границе исходная порода – внешняя зона колонки, может быть схематично изображен следующей реакцией:

 $Opx_{FeMg} + Gr_{FeMgCa} + [H]^{\phi\pi} + [Si]^{\phi\pi} \rightarrow Opx_{MgFe} + Gr_{MgFe} + Sil + Qu + [Ca, Fe]^{\phi\pi} + H_2O$ 

Под воздействием флюида минералы переменного состава обедняются кальцием и железом и обогащаются магнием.

В метасоматических породах встречаются локальные участки кварцевых пород с силлиманитом, ортопироксеном и гранатом без биотита. Процесс на границе зон отражается в реакциях, при которых калий переходит в раствор и, видимо, выносится, так как новообразованные минералы его не содержат, например:

 $Opx_{MgFe} + Bt + [H^+]^{\phi\pi} + [Si]^{\phi\pi} \rightarrow Opx_{MgFe} + Sil + Qu + [Fe,K]^{\phi\pi} + H_2O$ 

44

Исчезновение биотита из парагенезиса происходит локально и чаще всего он устойчив практически во всех зонах метасоматический колонки. Этот факт можно объяснить высокой магнезиальностью биотита, а также высокой активностью воды во флюиде, все это значительно повышает степень устойчивости этого минерала.

Переход к зонам силлиманитового кварцита с ортопироксеном или гранатом определяется исчезновением одного из этих минералов, например:

 $Opx_{MgFe} + Gr_{MgFe} + [H^+]^{\phi\pi} \rightarrow Qu + Sil + Opx_{Mg} + [Fe]^{\phi\pi} + H_2O$ 

Данная реакция смещается вправо под воздействием раствора повышенной кислотности. При этом железо переходит в раствор и удаляется, а магний «закрепляется» в новообразованном высокомагнезиальном ортопироксене.

Растворение силлиманита можно описать реакцией:

 $Sil + [H^+]^{\phi \pi} \rightarrow Qu + [Al]^{\phi \pi} + H_2O$ 

Однако, изучение шлифов свидетельствует о том, что алюминий при переходе в раствор остается малоподвижным и далеко не мигрирует: внутренние зоны представляют собой силлиманитовый кварцит с кварцевыми прожилками, скоплениями и прожилками силлиманита. Поэтому же в окварцованных породах часто наблюдаются замещения силлиманитом (часто совместно с кварцем) других минералов: прожилковые агрегаты силлиманита, пересекающие другие минералы, тонкие прожилки силлиманита в гранате и пироксене (Рис. 2.13.6, Рис. 2.23).

Переход SiO<sub>2</sub> из инертного во вполне подвижное состояние в процессе выщелачивания, одновременном со сдвиговыми деформациями (Р – фактор равновесия, Ф=Кин), должен приводить к полному растворению пород и образованию пустот. Но такого в реальности не происходит, так как при условии продолжения метасоматоза после деформации (фактором равновесия становится объем, и Ф=Кин+1) кварц отлагается из пересыщенного раствора и компенсирует выщелоченное пространство (Бушмин, 1996).

Таким образом, из анализа колонки устанавливается единая направленность процесса формирования богатых кварцем метасоматических пород. Это вынос из исходной породы и внешних зон колонки щелочей (Na и, возможно, K с последующим переотложением) и оснований (Ca и Fe) и накопление во внутренних зонах кремнезема (кварц) и глинозема (силлиманит). Это позволяет говорить о воздействии кислых растворов и называть процесс «кислотным выщелачиванием», или «кислотным метасоматозом» (Глебовицкий, Бушмин, 1983; Зарайский, 1999; Зарайский и др, 1991).

На основе экспериментальных исследований и теоретического анализа Г.П. Зарайским показано (Зарайский, 1999; Зарайский и др, 1991), что сильное окварцевание пород и развитие кварцевых жил является признаком воздействия на исходные породы растворов

45

повышенной кислотности, насыщенных кремнеземом. В исследованных им процессах раствор повышенной кислотности извлекает кремнезем из полевых шпатов и других минералов и переотлагает его в разных метасоматических зонах.

На основании анализа минеральных реакций, наблюдавшихся автором работы в окварцованных породах и кварцитах с ортопироксен-силлиманитовым парагенезисом, также следует вывод о воздействии раствора повышенной кислотности.

При этих процессах раствор повышенной кислотности извлекает кремнезем (Si), железо (Fe), калий (K), кальций (Ca) и глинозем (Al) из растворяющихся плагиоклаза, граната, ортопироксена, калиевого полевого шпата, биотита. Реакции, характеризующие растворение минералов, отражают последовательные переходы между разными минеральными зонами метасоматической колонки по мере превращения исходных пород в ортопироксен-силлиманитовые кварциты, силлиманитовые и мономинеральные кварциты. В то же время наблюдаются признаки переотложения калия в богатых кварцем полиминеральных породах в качестве ветвящихся зон калишпата с биотитом, силлиманитом и кварцем. Эти зоны могут захватывать зерна граната и/или ортопироксена, образуя вокруг последних калишпат-альбитовые каймы. Эти зоны будут рассмотрены ниже.

Как уже было отмечено, переход от зоны кварцевых пород с четырехминеральным парагенезисом Qu+Opx+Sil+Gr к зоне кварцита с трехминеральным парагенезисом (для упрощения рассмотрим парагенезис без биотита) связан с растворением одного из темноцветных минералов (ортопироксена или граната). Например, исчезновение граната и переход к ортопироксен-силлиманитовому кварциту можно описать следующей сбалансированной реакцией инконгруэнтного растворения (здесь и далее реакции рассчитаны с использованием реальных составов минералов):

3.333Gr<sub>67</sub> + Qu +2.572[H<sup>+</sup>]<sup> $\phi \pi$ </sup> = 2.429 Sil + 4.762Opx<sub>78</sub> + 1.362[Fe<sup>2+</sup>] + 1.286 H<sub>2</sub>O

В данном случае это система с тремя инертными компонентами: Si, Al, Mg.

Согласно этой реакции, образование парагенезиса ортопироксена и силлиманита при растворении граната связано с воздействием раствора повышенной кислотности, то есть повышение активности протонов смещает реакцию вправо. При этом часть железа остается в растворе (и, видимо, выносится) и возникает высокомагнезиальный ортопироксен.

Переход к двуминеральным зонам накопления кремнезема и глинозема в виде кварца и силлиманита, не содержащим темноцветных минералов и состоящим из силлиманитового кварцита, можно выразить следующими реакциями инконгруэнтного растворения граната и ортопироксена, отражающими факты их замещения силлиманитом и кварцем:  $Gr_{67}+6[H^+] \rightarrow 2Qu + Sil + 0.98[Fe^{2+}] + 2[Mg^{2+}] + 3H_2O$ 

**Op** $\mathbf{x}_{78}$  + 3.66[H<sup>+</sup>] → 1.612 **Qu** + 0.19 **Sil** + 0.4[*Fe*<sup>2+</sup>] + 1.4[*Mg*<sup>2+</sup>] + 1.83H<sub>2</sub>O

Согласно этим реакциям, образование парагенезиса силлиманита и кварца вместо ортопироксена или граната также связано с воздействием раствора повышенной кислотности, смещающим реакцию вправо.

Из приведенных выше реакций видно, что алюминий – наименее подвижный элемент. Он накапливается в породах в форме минерала силлиманита при растворении и исчезновении других минералов. Но все же силлиманит тоже растворяется и происходит переход к зонам мономинерального кварцита. Этот процесс можно выразить реакцией: Sil+6[H<sup>+</sup>]<sup> $\phi_n</sup> \rightarrow 2[Al^{3+}]^{\phi_n} +Qu+3H_2O$ </sup>

Согласно этой реакции, процесс образования кварцита со скоплениями, гнездами и прожилками силлиманита (переотложение малоподвижного алюминия) также может быть связан с воздействием раствора повышенной кислотности.

В исходных метаморфических породах в качестве рудных минералов присутствуют ильменит, магнетит, пирит и иногда рутил. В богатых кварцем породах и кварцитах ильменит и магнетит исчезают, но появляется парагенезис рутила и пирротина или остается только один пирротин. В кварцевых породах встречаются участки сульфидного оруденения. Разложение магнетита и пирита под воздействием флюида при инертном поведении серы определяется реакцией:

 $3Py+Mgt+8[H^+]+8e^- \rightarrow 6Po+4H_2O$ 

В этой реакции с изменением активности электронов происходит изменение степени окисления ионов железа, находящихся во флюиде:

 $Fe^{3+} + e^{-} = Fe^{2+}$ 

Таким образом, согласно этой реакции, образование пирротина вместо парагенезиса пирита и магнетита связано с повышением кислотности (повышение активности протонов смещает реакцию вправо) и с понижением окислительного потенциала (повышением активности электронов) в среде минералообразования. Это согласуется с аналогичными выводами о кислотности флюида, сделанными выше при анализе реакций с породообразующими минералами.

#### Метасоматическая зональность богатых кварцем пород

Наиболее полно и контрастно метасоматическая зональность проявлена на участке Паленый. Особенности минеральной зональности хорошо видны в обнажениях (Рис. 2.23). Внешняя, контактирующая с исходным кристаллическим сланцем зона измененной породы заметно обогащена кварцем и силлиманитом, это хорошо видно на фотографии. Она состоит из кварца, силлиманита, ортопироксена и граната с неравномерно распределенным биотитом. В верхней части фотографии видны реликтовые участки пироксенового

кристаллосланца с сыпью граната (М2). Вся зона метасоматических изменений имеет пятнисто-полосчатое строение с фрагментами милонитовой структуры. Распределение граната и ортопироксена в четырехминеральной зоне настолько неравномерное, что в локальных участках эти минералы одновременно или раздельно могут отсутствовать. Более удаленная от исходной породы внутренняя зона (в левой части фотографии) отличается от внешней зоны В целом бо́льшим содержанием кварца, присутствием только трехминеральных ассоциаций: гранатового или ортопироксенового кварцита с участками (зонами) силлиманитового кварцита или чистого кварцита. Таким образом, становится ясной главная черта минеральной зональности в масштабе обнажения – это уменьшение числа темноцветных минералов и повышение содержания силлиманита на фоне нарастающего окварцевания породы.



Рис. 2.23. Минеральная зональность. Превращение ортопироксенового кристаллосланца в силлиманитовый кварцит, уч. Паленый.

Принципиально такое же зональное распределение минеральных ассоциаций окварцованных пород можно увидеть и в масштабе образца, представляющего собой силлиманит-ортопироксен-гранат-кварцевый бластомилонит (Рис 2.24). Зональность в бластомилонитах представлена парагенезисами, в которых число минералов по мере их последовательного замещения и растворения (выщелачивания) закономерно уменьшается вплоть до образования зон гранат-ортопироксен-силлиманитовых, гранат-силлиманитовых, ортопироксен-силлиманитовых и силлиманитовых кварцитов с участками мономинерального кварцевого и силлиманитового состава.



Рис. 2.24. Минеральная зональность в Sil-Gr-Opx-Qu бластомилонитах, уч. Паленый

На основании особенностей и закономерности во взаимоотношениях участков породы с разными минеральными парагенезисами в породе, которые наблюдались в обнажениях (например Рис. 2.23), образцах (например Рис. 2.24) и шлифах (например Рис. 2.13.а,б), можно построить метасоматическую колонку. Она схематично отражает процесс образования зональности в кварцевых породах, в том числе пород с ассоциацией ортопироксен+силлиманит+кварц:

Исходная порода: Pl+Opx+Gr+Qu±Bt кристаллосланец или Pl+Qu+Gr+Bt±Opx гнейс. I. Qu+Sil+Gr+Opx+Bt  $\rightarrow$  II. Qu+Sil+Gr±Bt или Qu+Sil+Opx±Bt  $\rightarrow$  III. Qu+Sil  $\rightarrow$  IV. Qu.

Такая колонка отражает замещение исходного кристаллического сланца или плагиогнейса гранат-ортопироксен-силлиманит-кварцевыми породами. Видно, что в этой колонке переход от внешних зон к внутренним связан с уменьшением числа минералов в парагенезисах, что связано с их последовательным растворением под воздействием флюида. Из парагенезисов первым исчезает плагиоклаз. При его растворении во флюид переходят Са и Na. Остальные элементы (Si, Al, Fe, Mg) «закрепляются» в новообразованных минералах. Биотит и калиевый полевой шпат могут присутствовать практически во всех зонах колонки. Это, а также тот факт, что содержание калия в метасоматических породах выше, чем во вмещающих породах (Табл. 1 в приложении), может свидетельствовать о высокой активности калия во флюиде. Неравномерность распределения калия BO всех метасоматических породах указывает на его высокую подвижность.

Особенности минеральной зональности на участке Костариха можно рассмотреть на примере Рис. 2.3.25. В центральной части фотографии виден реликт вмещающих биотитортопироксен-гранат-плагиоклазовых гнейсов, в которых иногда присутствует силлиманит или кордиерит. Богатые кварцем метасоматические бластомилонитизированные породы (в верхней части фотографии) и гранат-биотит-кварцевая жила (в нижней части фотографии)

49

секут милонитовую полосчатость гнейса. На контакте гнейса с метасоматическими образованиями наблюдается увеличение количества граната, образующего сыпь (M2). Внешняя, контактирующая с гнейсом зона бластомилонитов представлена пятиминеральной ассоциацией: Pl+Qu+Opx+Gr+Sil(±Bt). По сравнению с гнейсом эта зона обогащена кварцем и силлиманитом. Для следующей, четырехминеральной зоны (верхняя часть фотографии) характерно отсутствие в парагенезисе одного из темноцветных минералов (граната или ортопироксена). В этой зоне также встречаются прожилки Sil-Qu-Pl состава и силлиманитового кварцита. Таким образом, устанавливается главная черта зональности в масштабах обнажения: уменьшение числа темноцветных минералов, увеличение содержания кварца и силлиманита.



**Рис. 2.25.** Минеральная зональность. Уч. Костариха.

В масштабах образца также можно увидеть закономерности распределения минералов по зонам. Образец (Рис. 2.26) представляет собой Sil-Opx-Gr-Qu-Pl бластомилонит. Мы можем наблюдать переходы от пятиминеральной зоны (Opx+Sil+Gr+Qu+Pl) к четырехминеральной (в данном образце Gr+Qu+Pl+Sil) и, наконец, к трехминеральной зоне с парагенезисом Qu+Pl+Sil. То есть, наблюдаются те же закономерности, что и в обнажении: уменьшение количества темноцветных минералов на фоне нарастающего окварцевания и увеличения количества силлиманита.



**Рис. 2.26.** Минеральная зональность в Sil-Opx-Gr-Pl-Qu бластомилонитах. Уч. Костариха. На основании закономерностей, отмеченных при изучении обнажений (например Рис. 2.25), образцов (например Рис. 2.26) и шлифов (Рис. 2.13.г), можно построить следующую метасоматическую колонку:

Исходная порода: Pl+Opx+Gr±Bt кристаллический сланец/гнейс или Pl+Bt+Gr+Qu±Opx±Crd±Sil гнейс. I. Pl+Qu+Opx+Gr±Bt±Sil  $\rightarrow$  II. Qu+Opx+Pl+Sil±Bt или Qu+Gr+Pl+Sil±Bt  $\rightarrow$  III. Qu+Sil+Pl  $\rightarrow$  IV. Qu±Sil

Переход от внешних зон метасоматической колонки к внутренним связан с уменьшением числа темноцветных минералов в процессе растворения под воздействием флюида. Первым признаком метасоматоза становится исчезновение из парагенезиса основного плагиоклаза и появление исключительно кислой разновидности этого минерала (альбита). Содержание гроссулярового компонента в гранатах также заметно уменьшается по сравнению с вмещающими породами. Значит, при метасоматозе в раствор переходит часть Са. Биотит и калиевый полевой шпат, как и на участке Паленый, могут присутствовать практически в любых зонах.

На участке Наумиха в плагиоклаз-кварцевых породах наблюдается зональное распределение минералов с тенденцией к уменьшению числа минералов (Рис. 2.27), что является признаком метасоматических образований.

На рисунке 2.27.а представлена фотография обнажения с Opx-Gr-Pl-Qu метасоматическими породами с очень неравномерно распределенными кордиеритом, силлиманитом и биотитом. На фотографии прекрасно видно неравномерное распределение минералов по зонам. В нижнем правом углу фотографии располагается многоминеральная зона с максимальным числом минералов, по мере развития процесса можно наблюдать зоны без ортопироксена или без граната с разным соотношением меланократовой и лейкократовой частей. И, наконец, присутствуют биминеральные (Qu+Pl) и мономинеральные (кварцевые) прожилки.

На фотографии 2.27.6 можно наблюдать бластомилонитизированные богатые кварцем и плагиоклазом породы с ортопироксеном, гранатом с переменным содержанием силлиманита и биотита. В обнажении прекрасно видно неравномерное распределение минералов. Так, в центральной части обнажения можно наблюдать ортопироксен-гранат-кварц-плагиоклазовую зону с силлиманитом или без него, в этой зоне из парагенезиса практически исчезает гранат, а в расположенной выше зоне – ортопироксен. Также присутствуют зоны, сложенные только лейкократовыми минералами (Qu+Pl) с силлиманитом или без него.

51



Рис. 2.27. Минеральная зональность. Уч. Наумиха.

На основании особенностей взаимоотношения и распределения минералов можно построить следующую обобщенную метасоматическую колонку:

Исходная порода: Pl+Opx+Gr±Bt±Qu или Pl+Opx+Cpx+Gr+Hb±Bt±Qu кристаллический сланец. I. Pl+Qu+Opx+Gr±Bt±Sil  $\rightarrow$  II. Pl+Qu+Opx±Bt±Sil или Pl+Qu+Gr±Bt±Sil  $\rightarrow$  III. Pl+Qu±Sil  $\rightarrow$  IV. Qu±Sil

Переход от внешних зон метасоматической колонки к внутренним связан с уменьшением числа темноцветных минералов в процессе растворения под воздействием флюида.

Таким образом, морфология и взаимоотношения зерен граната, ортопироксена и силлиманита в разных зонах богатых кварцем и кварц-плагиоклазом пород всех трех участков позволяют полагать, что соотношения между главными породообразующими минералами в пределах этих зон были близкими к равновесным. Но, помимо равновесных, также наблюдаются и неравновесные взаимоотношения между минералами (разнообразные реакционные структуры), которые указывают на причины их исчезновения из парагенезисов (растворение, замещение) и, таким образом, отражают реакции перехода между разными минеральными зонами. Описанные закономерности хорошо согласуются с известной моделью метасоматической зональности Д.С. Коржинского (Коржинский, 1982).

## 2.4.2. Железо-магнезиальные породы (базификаты)

В мигматизированных кристаллосланцах Порьегубского покрова часто присутствуют жилы средне-крупнозернистых пород разного масштаба (от первых сантиметров до нескольких метров: Рис. 2.1.в; Рис. 2.10) преимущественно ортопироксен-гранатового состава с переменным количеством плагиоклаза, биотита и кварца. Такие породы не отличаются богатством минерального состава, что не позволяет провести ряд исследований (в частности, термобарометрические).

С богатыми кварцем или кварцем и плагиоклазом метасоматитическими породами, содержащими ортопироксен-силлиманитовый парагенезис, тесно ассоциируют тела железомагнезиальных пород с большим разнообразием минералов. В основном это средне-крупногигантозернистые массивные породы, состоящие из крупных зерен ортопироксена и/или граната с подчиненным содержанием остальных минералов. Промежутки между крупными зернами могут быть заполнены встречающимися в различных комбинациях и пропорциях кордиеритом, плагиоклазом, биотитом, ортопироксеном, гранатом, силлиманитом, кварцем, рудными минералами, сапфирином и шпинелью (Рис. 2.28; Рис. 2.12.е).



**Рис. 2.28.** Внутреннее строение железо-магнезиальных пород. Образцы Б1021-73 (а) и Б1021-69 (б), уч. Костариха.

Тела железо-магнезиальных пород залегают в виде линз, жил и ветвящихся участков в богатых кварцем (±плагиоклаз) метасоматитах (Рис. 2.1. б; Рис. 2.7; Рис. 2.9; Рис. 2.10.д; Рис. 2.27) или рядом с ними на контакте с вмещающими породами (Рис. 2.7; Рис. 2.8.6; Рис. 2.9), а также встречаются непосредственно в кристаллических сланцах и гнейсах (Рис. 2.10.6, Рис. 2.12). Они могут иметь и с теми и с другими как секущие (Рис. 2.8.6; Рис. 2.9, Рис. 2.10.д; Рис. 2.12.в), так и субсогласные контакты (Рис. 2.6.а; Рис. 2.12.б). Также в железо-магнезиальных породах встречаются реликты исходных пород (например, Рис. 2.12.ж). Все это позволяет рассматривать их как продукт Fe-Mg метасоматоза.

Контакты с богатыми кварцем метасоматитами могут быть резкими (Рис. 2.29.а), или постепенными (Рис. 2.29.б). В последнем случае по мере приближения к Fe-Mg породе можно наблюдать укрупнение зерен граната, уменьшение количества кварца относительно плагиоклаза.



Рис. 2.29. а) Контакт железомагнезиальных пород с богатыми кварцем метасоматитами Образец Б1021-13-1, уч. Костариха; б) Контакт железо-магнезиальных пород с богатыми кварцем метасоматитами. Образец Б1012-7, о. Юж. Хлебец. В железо-магнезиальных породах часто встречаются ориентированные включения силлиманита в крупных порфиробластах граната (Рис. 2.30.6) и, реже, в порфиробластах ортопироксена (Рис. 2.29.а), зоны силлиманит-биотитового состава (Рис. 2.30.а), а также ветвящиеся кварцевые прожилки, часто с S-образными зернами граната и/или ортопироксена (Рис. 2.30.в,г). Подобные кварцевые прожилки и связанные с ними S-структуры обнаруживают признаки такой же структурной локализации, что и продукты кислотного метасоматоза (кварцевые бластомилониты), что предсказуемо, учитывая их тесную генетическую и пространственную связь. S-образные структуры можно обнаружить не только в масштабах шлифа, но и в масштабах обнажения (кристаллы до 20 см), Рис. 2.6. Подобные структуры могли возникнуть только во время сдвиговых деформаций. Встречаются разновидности железо-магнезиальных пород, обогащенные шпинелью и/или сапфирином (Рис. 2.30.д,е).



**Рис. 2.30.** Fe-Mg породы. a) Крупнозернистая Орх-Gr порода с Qu, Bt, Sil, Crd. Обр. Б801-56, уч. Паленый; б) Gr-Орх порода. Слева – скрещенные николи, справа – параллельные. Обр. Б1021-53-2, уч. Костариха; в, г) зона кварцевых прожилков с S-структурами в Fe-Mg породах. Обр. Б801-56, уч. Паленый; в) участок шлифа в проходящем свете; г) BSE изображение S-образного граната. С правой стороны по гранату образуются Орх-Sil симплектиты. д) среднезернистая Орх-Gr порода с Bt, Crd, Pl,Qu, Sp. Обр. Л4-3, уч. Паленый; е) сапфирин-ортопироксеновая порода с Bt, Crd, Орq. Обр. Б801-54, уч. Паленый.

<u>Силлиманит-ортопироксен-гранатовые</u> крупно-гигантозернистые породы. Доля поздних симплектитовых срастаний (ортопироксен-силлиманитовых, а также кордиерит- и сапфиринсодержащих симплектитов по гранату) в таких породах не превышает 5-10%. Эти породы очень неравномерны по минеральному составу и могут состоять из граната (от 20% до 60%), ортопироксена (от 20 до 60%), биотита (2-10%), силлиманита (1-7%), кварца (1-10%) и рудных минералов (1-10%) (Рис. 2.30.а,в). *Гранат* (Ргр = 55-70%, Alm = 0.25-0.38, Grs

= 2-3 %, Sps = 2-5 %, см. приложение Рис. 3) представлен изометричными порфиробластами размером от 2 мм до 15 см. Магнезиальность достигает максимальных значений (до 70% пиропового минала) в центральных частях крупных порфиробластов (d=1-2 см). Более крупные порфиробласты граната не исследовались. Внутри кордиерит-ортопироксеновых симплектитов встречаются мелкие (~100 мкм) реликтовые зерна граната с содержанием пиропового минала 51-62%. Следует подчеркнуть зональность, характерную для порфиробластов граната размером более 2 мм: магнезиальность уменьшается от 70% до 58% пиропового минала, а железистость увеличивается от 25% до 35% альмандинового минала в направлении от центра к краю зерна (значения приведены для порфиробласта граната d=1.5 см). Ортопироксен (бронзит X<sub>Mg</sub>=0.79-0.85, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 8.1-10.1 вес.% (0.34-0.42 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) образует порфиробласты размером от 1 мм до 4 см. В Opx-Crd, Opx-Crd-Sap и Sil-Opx симплектитовых срастаниях ортопироксен менее глиноземистый (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 6.75-9.1 вес.% (0.28-0.38 ф.к. Al)). Кварц образует прожилки и гнезда между порфиробластами граната и ортопироксена. *Биотит* (высокомагнезиальный флогопит X<sub>Mg</sub>=0.84-0.93 с высоким содержанием глинозема – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15.7-17.5% (X<sub>Al</sub>=0.31-0.34) и титана – 2.6-5.7% TiO<sub>2</sub> (0.14-0.3 ф.к. Ті), см. приложение Рис. 2) образует лейсты в пространстве между порфиробластами граната и ортопироксена. На границе Opx-Crd и Sap-Opx симплектитов встречается менее титанистый биотит: 1.4% TiO<sub>2</sub> (или 0.07 ф.к. Ti). Сапфирин (X<sub>Mg</sub>=0.85-0.86) в этих породах встречается в сапфирин-кордиерит-ортопироксеновых и сапфирин-ортопироксеновых и сапфирин-кордиеритовых симплектитовых срастаниях и образует вытянутые зерна размером до 100 мкм. Кордиерит (X<sub>Mg</sub>=0.91-0.94) встречается только в поздних симплектитовых структурах.

Другой морфологической разновидностью <u>силлиманит-ортопироксен-гранатовых</u> пород являются породы, образованные сросшимся агрегатом граната (40-55%) и ортопироксена (25-55%) с биотитом (5-10%), силлиманитом (5-10%), кварцем (1-3%) (Рис. 2.30.6). *Гранат* высокомагнезиальный (Prp = 58-67%, Alm =30-39%, Grs = 2-3%, Sps = 0-1%, см. приложение Рис. 3). Встречаются зональные гранаты: в центральных частях зерен граната магнезиальность достигает максимальных значений 65-67% Prp, в краевых частях магнезиальность падает до 63-64% Prp. Наименее магнезиальный (61-58% Prp) гранат встречается в виде реликтов в Орх-Sil симплектитах, а также по краям порфиробластов около Орх-Crd симплектитов. *Ортопироксен* – высокомагнезиальный бронзит ( $X_{Mg}$  = 0.79-0.83, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 7.3-9.1 вес.% (0.23 - 0.38 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1). *Биотит* – высокомагнезиальный флогопит ( $X_{Mg}$ =0.83-0.90, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.7-18.2% ( $X_{Al}$ =0.33-0.35) и титана – 3.3-4.6% TiO<sub>2</sub> (0.16-0.24 ф.к. Ti), см. приложение Рис. 3), выделения минерала неравномерно распределены по породе и занимают межзерновое пространство.

Силлиманит образует ориентированные включения в гранате (часто вокруг такого силлиманита образуется ортопироксен). *Кварц* выполняет межзерновое пространство, а также встречается в виде мелких включений в гранате и ортопироксене, в том числе в парагенезисе с ортопироксеном и силлиманитом. Также встречаются единичные зерна *плагиоклаза* (№31).

Кордиерит-гранат-ортопироксеновые породы представляют собой крупногигантозернистые породы с широко развитыми реакционными структурами вокруг порфиробластов граната. Эти породы состоят из граната (от 30% до 60%), ортопироксена (от 35 до 60%), кордиерита (5-15%), биотита (2-10%), силлиманита (1-7%), кварца (1-10%), сапфирина (1-7%), шпинели (0-3%) и рудных минералов (1-10%) (Рис. 2.30,д). Промежутки между порфиробластами граната и/или ортопироксена заполнены кварцем, кордиеритом, биотитом, ортопироксеном, силлиманитом в разных пропорциях. Также для таких пород характерно образование силлиманит-ортопироксеновых, кордиерит-ортопироксеновых, сапфирин-ортопироксеновых и сапфирин-кордиерит-ортопироксеновых симплектитов вокруг порфиробластов граната. Гранаты высокомагнезиальные: содержание Prp = 53-71%, Alm = 0.25-0.37 (см. приложение Рис. 3). Содержание гроссулярового компонента 2-4%, спессартинового – 3-6%. Максимальных значений (до 71% пиропового минала) гранаты достигают в центральных частях крупных порфиробластов (d=1-2см). Ортопироксен (бронзит с X<sub>Mg</sub>=0.79-0.81, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> =7.6-9.7 вес.% (0.32-0.4 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) образует порфиробласты и зерна неправильной формы в промежутках между порфиробластами. Биотит – высокомагнезиальный флогопит с высоким содержанием глинозема и титана (X<sub>Mg</sub>=0.81-0.91, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15.8-16.9% (X<sub>Al</sub>=0.32-0.33), 5.1-5.3% TiO<sub>2</sub> (0.27-0.28 ф.к. Ті), см. приложение Рис. 2). Кордиерит (X<sub>Mg</sub>=0.91-0.94), который кристаллизовался самостоятельно при метасоматических реакциях, представлен зернами неправильной формы в ассоциации с ортопироксеном и выполняет пространство между матричными зернами граната и ортопироксена. Кордиерит из симплектитовых срастаний по составу практически не отличается (X<sub>Mg</sub>=0.92). Сапфирин (X<sub>Mg</sub>=0.82-0.85) в этих породах встречается только в сапфирин-кордиерит-ортопироксеновых, сапфирин-ортопироксеновых сапфирин-И кордиеритовых симплектитовых срастаниях. Шпинель (X<sub>Mg</sub>=0.56) образует отдельные мелкие зерна в сапфирин-кордиеритовых симплектитах, а также встречается в виде мелких включений в порфиробластах граната. Прямого контакта шпинели с кварцем не обнаружено.

<u>Ортопироксен-кордиеритовые породы</u> – это средне-крупнозернистые породы, состоящие из ортопироксена (30-40%), плагиоклаза (20%), кордиерита (15-20%), кварца(10-15%), калиевого полевого шпата (5-10%), рудных минералов (2-7%) и силлиманита (2-3%). Матрица породы сложена кордиеритом (X<sub>Mg</sub>=0.85-0.92) с плагиоклаз-калишпат-кварцевыми

прожилками. Ортопироксен (бронзит с  $X_{Mg}$ = 0.75-0.82, содержание  $Al_2O_3$ =6.9-8.6 вес.% (0.29-0.36 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) образует порфиробласты. Биотит (высокомагнезиальный флогопит  $X_{Mg}$ =0.73-0.86,  $Al_2O_3$ = 16.6-19.2% ( $X_{Al}$ =0.33-0.36), 2.0-4.9% TiO<sub>2</sub> (0.11-0.26ф.к. Ti), см. приложение Рис. 2) образует лейсты в основной массе и включения в порфиробласты ортопироксена. Плагиоклаз (№ 25-33) совместно с калишпатом образует вытянутые линзы. Силлиманит в большинстве случаев окружен кордиеритом. Рудные минералы представлены пирротином и пиритом.

<u>Гранат-кордиеритовые породы</u> представлены очень неравномернозернистыми среднекрупнозернистыми породами. Примерный минеральный состав: Gr (30-40%), Crd (10-30%), Qu (5-10%), Bt (10-15), Opx (5-15%), Opq (2-10%), Pl (0-10%), Kfs (0-2%), Sil (0-2%). Породы сложены *кордиеритом* ( $X_{Mg}$ =0.88-0.91) с порфиробластами граната, *плагиоклазом* (№23-35) с включениями калиевого полевого шпата, биотитом, прожилками кварца и реликтами силлиманита. В *гранате* содержание Prp = 39-61%, Alm = 35-57%, содержание гроссулярового компонента 2-3%, спессартинового – 0-1% (см. приложение Puc. 3). *Биотит* – высокомагнезиальный флогопит ( $X_{Mg}$ =0.73-0.89, с содержанием глинозема Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.1-17.5% ( $X_{AI}$ =0.31-0.35) и содержанием титана - 1.9-6.0% TiO<sub>2</sub> (0.1-0.31 ф.к. Ti), см. приложение Puc. 2). *Ортопироксен* (бронзит см. приложение Puc. 1 -  $X_{Mg}$ =0.70-0.77, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> =6.1-8.3 вес.% (0.26-0.35 ф.к. Al)) образует симплектитовые срастания с кордиеритом или мономинеральные оторочки вокруг кордиеритовых кайм.

Шпинельсодержащие сапфирин-ортопироксеновые породы – это среднезернистые породы, состоящие из ортопироксена (60 - 70%), кордиерита (5%), плагиоклаза (5%), сапфирина (5-10%), граната (0-5%), биотита (3-10%) и единичных зерен зеленой шпинели (размером до 2 мм). Ортопироксен (бронзит см. приложение Рис. 1; X<sub>Mg</sub> = 0.78-0.83, содержание  $Al_2O_3 = 7.2-8.7$  вес.% (0.3 - 0.37 ф.к. Al)) образует идиоморфные ~1-2 мм зерна и слагает матрицу породы. Биотит – высокомагнезиальный флогопит (X<sub>Mg</sub>=0.86-0.92, содержание глинозема - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.4-17% (X<sub>Al</sub>=0.33), титана - 3.7-5.3% TiO<sub>2</sub> (0.19-0.29 ф.к. Ti), см. приложение Рис. 2) образует лейсты в основной массе. Плагиоклаз (№36-55) образует мелкие включения в ортопироксеновой основной массе. Кордиерит (X<sub>Mg</sub> = 0.9-0.93) встречается в виде небольших зерен между зернами ортопироксена. Санфирин (X<sub>Mg</sub> = 0.84-0.87) слагает ветвящиеся прожилки мощностью 2-5 мм в ортопироксене. Шпинель (X<sub>Mg</sub> = 0.65-0.66), пространственно связана с прожилками сапфирина (Рис. 2.30.е). В породе локально может встречаться гранат, представленный крупными (до 1 см) порфиробластами с кордиерит-ортопироксеновыми каймами и ортопироксен-сапфириновыми языковидными симплектитами внутри этих кайм. Рудная минерализация (2-3%) представлена пирротином и менее распространенными пиритом и халькопиритом. Кварц в шлифах не обнаружен.

Гранат-ортопироксеновые породы с высоким содержанием рудных минералов представляют собой средне-крупнозернистые породы. Они сложены ортопироксеном (30-40%) и гранатом (20-30%), прожилками кварц-плагиоклазового состава (7-10%) (мощностью от первых мм до 1.5 см), биотитом (10%) и содержат обильную рудную минерализацию (10-15%). Гранат (Prp = 47-57%, Alm = 38-44%, Grs = 2-5%, Sps = 2-4%, см. приложение Рис. 3) и *ортопироксен* (гиперстен с  $X_{Mg} = 0.71-0.75$ , содержание  $Al_2O_3 = 7.1-8.26$  вес.% (0.3 - 0.36 ф.к. Al), см. приложение Рис. 1) образуют порфиробласты (d = 0.5-2.5см). Биотит (флогопит, X<sub>M2</sub>=0.8-0.84, содержание глинозема Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15-16.7% (X<sub>Al</sub>=0.31-0.34) и титана 3.3-5.9% TiO<sub>2</sub> (0.18-0.31 ф.к. Ті), см. приложение Рис. 2) образует лейсты вокруг порфиробластов. Плагиоклаз (№27-36) совместно с кварцем слагает маломощные прожилки среди порфиробластов. Рудная минерализация образует либо сеть ориентированных ветвящихся прожилков в промежутках между порфиробластами граната и ортопироксена, либо равномерно распределена по породе в виде изометричных зерен. Рудные минералы представлены пиритом, пирротином (часто в марказитовой «рубашке»), ильменитом в виде ламелей в идиоморфных кристаллах рутила. С сульфидными прожилками связана хлоритизация ортопироксена, что указывает на их позднее образование.

Таким образом, в железо-магнезиальных метасоматитах парагенезисы сложены минералами повышенной магнезиальности и/или железистости по сравнению с минералами вмещающих пород, это позволяет рассматривать их как продукты Fe-Mg метасоматоза. В железо-магнезиальных породах можно выделить следующие парагенезисы:

$$\begin{split} &Gr_{55\text{-}70} + Opx_{79\text{-}85} + Bt_{84\text{-}93} + Sil + Qu \\ &Opx_{78\text{-}83} + Crd_{90\text{-}93} + Sap_{84\text{-}87} + Pl_{36\text{-}55} + Bt_{86\text{-}92} + Sp_{65\text{-}66} \\ &Gr_{53\text{-}71} + Crd_{91\text{-}94} + Opx_{79\text{-}81} + Bt_{81\text{-}91} \pm Qu \\ &Gr_{39\text{-}61} + Crd_{88\text{-}91} + Bt_{73\text{-}89} + Pl_{23\text{-}35} + Qu \pm Kfs \\ &Opx_{75\text{-}82} + Crd_{85\text{-}91} + Pl_{25\text{-}33} + Qu + Bt_{73\text{-}86} + Kfs \\ &Opx_{71\text{-}75} + Gr_{47\text{-}57} + Pl_{27\text{-}36} + Qu + Bt_{80\text{-}84} \end{split}$$

Индексы после минералов: Pl - номер плагиоклаза; Opx, Bt, Sp, Crd, Gr - X<sub>Mg</sub>.

#### Метасоматическая зональность железо-магнезиальных пород

Контакты железо-магнезиальных пород с вмещающими породами и кварцевыми метасоматитами достаточно резкие (Рис. 2.8.6; Рис. 2.10.6,в; Рис. 2.12.д). Зональность железо-магнезиальных метасоматитов выражается в последовательном замещении всех минералов гранатом и/или ортопироксеном вплоть до образования гранатитов или пироксенитов. В результате изучения обнажений и шлифов можно построить следующие обобщенные метасоматические колонки:

I. Gr+Opx+Bt+Qu±Pl±Sil → II. Gr+Opx+Qu+Bt±Sil→III. Gr+Opx+Bt±Sil или Gr+Opx+Qu±Sil → IV. Gr+Opx±Sil → V. Gr или Opx.

И

I. Gr+Crd+Opx+Bt+Pl+Qu±Sil → II. Gr+Opx+Crd+Bt±Qu или Opx+Crd+Pl+Bt±Sil → III. Crd+Opx+Bt±Qu → IV. Crd+Opx.

Общая направленность процесса – увеличение содержания магния и, в меньшей степени, железа на фоне обеднения кальцием и кремнеземом.

# 2.4.3. Описание реакционных структур и наложенных реакций в метасоматических породах

И в богатых кварцем, и в железо-магнезиальных метасоматических породах широко развиты разнообразные реакционные структуры между соседними минералами (замещение биотита ортопироксеном; структуры замещения граната ортопироксен-силлиманитовыми и ортопироксен-кордиеритовыми симплектитами или кордиеритовыми каймами с ортопироксеновой оторочкой), а также наложенные ассоциации с калишпатом и биотитом.

#### Зоны переотложения калия

Биотит с калиевым полевым шпатом могут слагать ветвящиеся зоны в богатых кварцем метасоматитах (Рис. 2.31.а,б). В таких отчетливо поздних зонах вокруг минералов, принадлежащих ранним парагенезисам (гранат, ортопироксен, силлиманит) образуются калишпат-альбитовые оторочки (Рис. 2.31.б,в,г). Можно предположить, что развитие ассоциаций с биотитом и калишпатом может быть связано как с переотложением калия в зонах окварцевания, который попал во флюид при растворении минералов исходных пород на начальных стадиях изменения пород, так и с высокой активностью калия в поступающем флюиде.



Рис. 2.31. Зоны переотложения калия. а) Калишпат-биотитовая зона В кварцевой основной массе. Обр. БЛГ-2, уч. Паленый; б) BSE изображение калишпат-биотитовой зоны. Обр. БЛГ-2, уч. Паленый; в) BSE изображение калишпат-альбитовой оторочки вокруг порфиробласта граната. Обр. БЛГ-5, уч. Паленый; г) BSE изображение прерывистой калишпат-альбитовой оторочки вокруг порфиробласта ортопироксена. Обр. БЛГ-3, уч. Паленый.

Таким образом, благодаря высокой активности калия во флюиде, биотит может присутствовать практически в любой зоне метасоматической колонки. Помимо наличия минерала в ранних парагенезисах с матричными минералами и в симплектитах с ортопироксеном и силлиманитом, биотит может быть и отчетливо поздним, наложенным.

#### Земещение биотита ортопироксеном

Находки позднего ортопироксена, образующего извилистые прерывистые каймы на границе биотита и кварца (Рис. 2.32) в мигматизированном гранат-биотит-плагиоклазовом гнейсе, расположенном на контакте с богатой кварцем и плагиоклазом метасоматической породой с ортопироксеном и силлиманитом, может свидетельствовать о присутствии НТфлюидов при пиковых параметрах минералообразования. Для такого новообразованного ортопироксена характерно низкое содержание глинозема 0.21-0.25 ф.к. Al<sup>3+</sup> (5-5.8% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Подобные структуры обнаруживаются исключительно в тех породах, где нет калиевого полевого шпата, поэтому образование таких выделений ортопироксена возможно объяснить только протеканием реакций с участием растворенных во флюиде компонентов – например, сочетанием:

6 Bt  $\rightarrow$  7 Opx + 2 aBt + 2 K<sub>2</sub>O<sup> $\phi_{7}$ </sup> +4 H<sub>2</sub>O<sup> $\phi_{7}$ </sup>

4 Bt  $\rightarrow$  5 Opx + 2 aOpx + 2 K<sub>2</sub>O<sup> $\phi_n$ </sup> + 4 H<sub>2</sub>O<sup> $\phi_n$ </sup>

Протеканию обеих реакций должны способствовать рост температуры и/или снижение активностей воды и/или К во флюиде. (Доливо-Добровольский, 2003)



**Рис. 2.32.** Образование ортопироксена по биотиту в гранат-биотит-плагиоклазовом гнейсе в контакте с богатым кварцем и плагиоклазом метасоматической породой. Обр. Б1024-98, уч. Наумиха.

## Симплектитовые реакции

Довольно часто и в богатых кварцем, и в железо-магнезиальных породах встречаются симплектитовые срастания ортопироксена и силлиманита. Они могут замещать гранаты как по краям, так и внутри порфиробластов (Рис. 2.33), вплоть до полного замещения симплектитами (Рис. 2.33.б).



Рис. 2.33. Ортопироксен-силлиманитовые симплектиты по гранату. BSEизображения. a) Opx-Sil симплектит рассекает порфиробласт граната. В зоне присутствуют симплектита реликты граната. Образец БЛГ-2, уч. Паленый; б) симплектиты практически Opx-Sil заместили порфиробласт полностью граната. Обр. Б1024-98б, уч. Наумиха; в,г) образование Opx-Sil симплектита по Sобразному гранату. Обр. Б801-56. Уч. Паленый.

Обычно появление таких симплектитов при распаде граната отображают реакцией Gr+Qu → Opx+Sil, эта реакция смещается вправо при снижении температуры и/или давления (Spear, 1993).

Выноса элементов и значительного перемещения вещества при симплектитообразовании, по-видимому, не было, так как этот процесс исключительно локален и распределен в породах неравномерно. В случае железо-магнезиальных пород можно с уверенностью сказать, что симплектитообразование произошло после этапа активных сдвиговых деформаций. Иллюстрацией этого факта служит рис. 2.33.в,г, на нем можно увидеть замещение Opx-Sil симплектитами одного из S-образных «хвостов» порфиробласта граната, повторяющих раннюю сдвиговую структуру. Следовательно, симплектитообразование произошло после сдвига.

По гранатам разной магнезиальности возникают симплектиты с разным составом ортопироксена:

Gr (X<sub>Mg</sub> = 0.65-0.70) → Opx (X<sub>Mg</sub> = 0.83-0.85, Al = 0.32-0.38  $\phi$ .к.) + Sil Gr (X<sub>Mg</sub> = 0.57-0.61) → Opx (X<sub>Mg</sub> = 0.78-0.82, Al = 0.26-0.37  $\phi$ .к.) + Sil

В ортопироксен-силлиманитовых симплектитовых срастаниях встречаются как реликты граната, так и новообразованные зерна граната, окруженные силлиманитом (Рис. 2.33.а,б,г). В новообразованных гранатах более высокое содержание магния, а реликты граната практически не отличаются по составу от состава исходных порфиробластов. Иногда при замещении высокомагнезиального граната с  $X_{Mg} = 0.65-0.67$  может появиться сапфирин с  $X_{Mg} = 0.87$ . Эти факты, как и то, что ортопироксен – более магнезиальный минерал, чем

гранат, позволяют предполагать, что при формировании симплектитов остаточные флюиды были обогащены магнием, который участвовал в реакциях разложения граната. Тогда реакция с использованием реальных составов минералов (пример из богатых кварцем пород) может выглядеть следующим образом:

0.6Gr<sub>67</sub> + 2.19Qu + 1.75[Mg<sup>2+</sup>]<sup> $\phi\pi$ </sup> + 1.68H<sub>2</sub>O  $\rightarrow$  1.96Opx<sub>83</sub> + 0.29Sil + 3.35[H<sup>+</sup>]<sup> $\phi\pi$ </sup>

Согласно этой реакции, разложение граната на контакте с кварцем с образованием сростков ортопироксена с силлиманитом происходит при поступлении дополнительного количества магния из флюида в зону реакции и при повышении щелочности среды. Само же повышение щелочности остаточного флюида может быть связано со снижением давления (Bushmin, 2000). В таких реакциях иногда участвует магнезиальный биотит. Его появление в правой части реакции связано с поступлением из флюида в зону реакции не только магния, но и калия.

Как уже было упомянуто, среди симплектитовых структур встречаются случаи, когда при замещении высокомагнезиального граната вместе с ортопироксеном и силлиманитом в сростках возникает не только новый более высокомагнезиальный гранат, но и сапфирин (Рис. 2.34.а). Такая реакция, по-видимому, может протекать только в условиях ограниченного доступа кремнезема в зону замещения, так как, судя по наблюдениям в шлифе, в составе таких симплектитов отсутствует свободный кварц. В данном случае породы в целом обогащены кварцем и поэтому такие случаи единичны. Но такая реакция может быть интересна тем, что позволяет оценить внешние условия, которые вызвали ее протекание:

 $Gr_{67} \rightarrow Gr_{64} + Opx_{82-84} + Sil + Sap_{87}$ 

Расчет этой реакции для исходного граната с магнезиальностью  $X_{Mg} = 0.67$  в количественных координатах по программе «Domino» (de Capitani, Brown, 1987) показывает принципиальную возможность ее протекания в изохимических условиях и сильную зависимость от снижения давления (Рис. 2.34.6). Так как в нашем случае ортопироксен ( $X_{Mg} = 0.82-0.84$ ) и сапфирин ( $X_{Mg} = 0.87$ ) являются более магнезиальными минералами, чем гранат, то, возможно, следует допустить использование дополнительного количества магния из раствора в зоне кристаллизации.



Как следует из полученной диаграммы (Рис. 2.34.6), замещение граната без участия свободного кремнезема на парагенезис Gr+Opx+Sil+Sap возможно при снижении давления ниже 9 кбар и до 7 кбар. Этот вывод согласуется с выводом о снижении давления при анализе выше рассмотренных ионных реакций симплектитообразования. Также для этого локального участка построена диаграмма состав-парагенезис (Рис.2.35). На диаграмме можно увидеть, что с привносом кремнезема гранат разлагается на Opx-Sil парагенезис, а при выносе кремнезема формируется более основной парагенезис Орх и Sap.



Рис. 2.35. Образование Орх-Sil симплектитов (Gr+Qu→Opx+Sil) и Sap в богатых кварцем породах обр. БЛГ-2.

## Ортопироксен-кордиеритовые симплектиты

Этот вид симплектитов встречается и в богатых кварцем и плагиоклазом породах и в железо-магнезиальных породах. Пространственно они отделены от Opx-Sil симплектитов. Opx-Crd симплектиты образуют короны вокруг порфиробластов граната (Рис. Рис. 2.36.а,б,в), процесс может доходить вплоть до полного растворения граната. Иногда вместо симплектитов по порфиробластам граната образуется кордиерит с мономинеральной оторочкой ортопироксена (Рис. 2.36.г). Образование коронарных структур описывается реакцией 2 Gr + 3 Qu  $\rightarrow$  2 Opx + Crd, имеющей большой объемный эффект. Следовательно, эта реакция смещается вправо при понижении давления (Доливо-Добровольский, 2003). Кроме того, на устойчивость кордиерита существенное влияние оказывают летучие компонеты флюида – H<sub>2</sub>O и, в меньшей степени, CO<sub>2</sub> (например: Aranovich, Podlesskii, 1989),

63

стабилизирующие минерал и расширяющие поле его устойчивости. Поэтому протеканию этой реакции будет также способствовать рост активностей летучих компонентов в системе (поступление флюида в «сухую» породу, либо рост активности в нем воды) (Доливо-Добровольский, 2003).



Рис. 2.36. Орх-Сгd симплектиты по гранату метасоматических в породах. a) Opx-Crd симплектиты развиваются по краю порфиробласта граната в богатых кварцем И плагиоклазом породах. Обр. Б1024-Наумиха; 98, уч. б) Opx-Crd симплектиты на контакте граната и кварцевой жилы В железомагнезиальных породах. Обр. Б801уч. 58. Паленый; в) реликт порфиробласта граната в Орх-Сгd симплектите. Обр. Б801-89, уч. Паленый; кордиерит г) с ортопироксеновой оторочкой развиваются по гранату. Обр. Б801-58, уч. Паленый.

# Сапфирин- и шпинель- содержащие симплектиты

В железо-магнезиальных метасоматитах симплектиты широко распространены и минеральному составу. Помимо уже описанных разнообразны по ортопироксенсиллиманитовых И ортопироксен-кордиеритовых, встречаются сапфиринортопироксеновые (Рис.2.37.а.в), сапфирин-кордиерит-ортопироксеновые (Рис. 2.37.б), сапфирин-кордиеритовые (Рис. 2.37.в,г) ортопироксен-шпинелевые (Рис. 2.37.д) И симплектиты.



ортопироксена. Обр. 5801-56, уч. Паленый; в) BSE изображение Sap-Opx и Sap-Crd симплектитов около крупного порфиробласта граната. Обр. Л4-3, уч. Паленый; г) Sap-Crd симплектит развивается в кордиерите, окружающем силлиманит. Обр. 51021-5, уч. Костариха; д) BSE изображение Opx-Sp симплектита. Обр. 5801-54, уч. Паленый.

Образование *сапфирин-ортопироксен-кордиеритовых* симплектитов может описываться реакцией 35 Gr  $\rightarrow$  38 Opx + 6 Sap + 4 Crd, отвечающей изохимическому процессу (Доливо-Добровольский, 2003). И действительно, этот вид симплектитов был отмечен на контакте порфиробластов граната и ортопироксена в отдалении от прожилков кварца, часто встречающихся в железо-магнезиальных породах.

Сапфирин-ортопироксеновые симплектиты представляют собой языковидные выделения сильно вытянутых сростков ортопироксена и сапфирина. Они протягиваются к растворяющемуся гранату от внешних краев Орх-Сгd корон (Рис. 2.37.а). Такие взаимоотношения доказывают синхронность образования Sap-Opx и Opx-Crd симплектитов. Образование этих симплектитов можно описать не изохимической реакцией: 9 Gr  $\rightarrow$  10 Opx + 2 Sap + 4 SiO<sub>2</sub> <sup>фл</sup>. При ее протекании происходит удаление кремнезема с его переходом во флюидную фазу. Помимо этого, магнезиальность Sap-Opx и Opx-Crd симплектитов превышает магнезиальность распадающегося граната, что свидетельствует о том, что при образовании Opx-Crd и Opx-Sap симплектитов значительное влияние оказывал состав поступающего в породу высокомагнезиального флюида. В случае поступления более железистого (и окисленного) флюида могли образовываться Opx-Sp симплектиты.

*Ортопироксен-шпинелевые* симплектиты обнаружены только в безкварцевой железомагнезиальной породе с сапфирином и шпинелью в 0.2 мм от ортопироксен-кордиеритовой

65

каймы вокруг порфиробласта граната (Рис. 2.37.д) на границе с крупным порфиробластом ортопироксена. Образование этих симплектитов можно описать либо изохимической реакцией 5 Gr  $\rightarrow$  5 Opx + 3 Sp + Crd (Доливо-Добровольский, 2003), смещающейся вправо при понижении давления, либо неизохимической реакцией (с удалением кремнезема) Gr  $\rightarrow$  Opx + Sp + SiO<sub>2</sub><sup>фл</sup> (Доливо-Добровольский, 2003). В своей кандидатской диссертации Д.В. Доливо-Добровольский делает подробный анализ ортопироксен-кордиеритовых, ортопироксен-шпинелевых симплектитов и показывает, что при поступлении кремнезема от внешних зон симплектитовых кайм к гранату весь этот кремнезем расходуется на образование ортопироксен-кордиеритовых симплектитов, тогда как в «теневые» области он уже не попадает и там растут шпинель-ортопироксеновые агрегаты, имеющие более основной состав (Доливо-Добровольский, 2003).

# 2.3.4 Изменение химического состава пород и минералов при метасоматических процессах

Химический состав пород определялся методом мокрой химии в Институте геологии КарНЦ РАН. Для анализа химического состава пород были отобраны представительные пробы вмещающих кристаллосланцев и гнейсов, а также двух типов метасоматических пород – богатых кварцем и железо-магнезиальных (базификатов). По данным о химическом составе пород (Таблица 1 в приложении) можно судить об инфильтрационном характере процессов метасоматоза, который выражался в осаждении растворами повышенной кислотности Si и выносе Ca, Fe и Mg из зон выщелачивания (богатые кварцем метасоматические породы) в комплементарные зоны базификации (железо-магнезиальные породы).

Характерной особенностью всех темноцветных минералов переменного состава (ортопироксен, гранат и биотит) из метасоматических пород является их более высокая магнезиальность по сравнению с аналогичными минералами вмещающих пород (см. Рис. 1, Рис. 2 и Рис. 3 в приложении). Для ортопироксенов, помимо этого, характерно высокое содержание глинозема (см. Рис.1.6 в приложении). Для гранатов из метасоматических пород стоит отметить резкое уменьшение содержания кальция по сравнению с гранатами из вмещающих кристаллосланцев. Стоит отметить зональность гранатов из ортопироксенгранат-плагиоклазовых кристаллосланцев, отобранных на границе с зоной метасоматоза. В кристаллосланцах, расположенных вблизи зоны мощной флюидной переработки часто появляется большое количество порфиробластов граната, которые образуют «сыпь». Такие гранаты зональны по кальцию (содержание кальция уменьшается по направлению от центра

к краю порфиробластов) (Рис. 2.38). То есть, наблюдается тенденция к выносу кальция при малом количестве флюида, как и в зонах инфильтрационного метасоматоза.



**Рис. 2.38.** Зональность в гранатах из ортопироксен-гранат-плагиоклазового кристаллосланца (М2), отобранного на границе с зоной активной флюидной переработки. Образец Б1016-15б, уч. Паленый.

Таким образом, на основании всех фактов, изложенных в главе, можно сделать следующие выводы:

– По геологическим и петрологическим данным выделяются две стадии гранулитового метаморфизма.

 Кристаллосланцы ранней стадии метаморфизма (М1) сохранились в виде реликтов и анклавов среди кристаллосланцев главной стадии (М2).

- Кристаллосланцы M2 вмещают зоны с HT/HP метасоматическими породами.

– Характерной особенностью HT/HP метасоматоза является его синхронность с деформациями в сдвиговых зонах, служивших проводниками флюидных потоков.

 – Непостоянство объема при таком процессе (фактором состояния вместо объема становится давление) является существенной чертой, отличающей НР-метасоматоз от «классического» послемагматического метасоматоза, протекающего при постоянном объеме.

– Инфильтрационный характер процессов метасоматоза выражался в осаждении растворами повышенной кислотности Si, переходе в раствор и выносе сначала Ca, а затем Fe и Mg из зон выщелачивания в комплементарные зоны базификации.

 Образование симплектитов происходило при участии небольшого объема малоподвижного остаточного флюида повышенной магнезиальности.

# ГЛАВА 3. ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 3.1. Термобарометрия – методы и подходы

В основе методов геологической термобарометрии лежит анализ равновесия реакций с участием минералов переменного состава (Коржинский, 1957; Маракушев, 1965, 1968; Курепин, 1982, Аранович, 1991; и др). Л.Л. Перчук (Перчук, 1968, 1970, 1973) впервые выделил два типа реакций с участием твердых растворов минералов (минальных реакций), описывающих перераспределение изоморфных компонентов между минералами с изменением внешних параметров (Р и Т) – обменные минальные реакции и реакции смещенного равновесия, являющиеся эффективными геотермометрами и геобарометрами.

Прогресс вычислительной техники последних десятилетий существенно повлиял на развитие методов геотермобарометрии. На смену отдельным сильно упрощенным уравнениям равновесий (независимым минеральным геотермометрам и геобарометрам), вычисления вручную, пришли сложные программные позволяющим производить комплексы, реализующие более общий метод одновременного расчета и построения множества линий равновесий, возможных в некотором конкретном минеральном парагенезисе, на основе баз взаимосогласованных термодинамических данных. К их числу относятся использованный диссертационной работе метод мультиравновесной В термобарометрии (его вариант: TWEEQU, Berman, 1991), в основе которого лежит построение множества линий моновариантных минеральных равновесий с оценкой степени неравновесности минеральной ассоциации в выбранной системе. Преимущества этого метода неоднократно обсуждались (например: Powell, 1985; Berman, 1991; Доливо-Добровольский, 2003).

#### Mетод TWEEQU

Полным названием метода TWEEQU является «Thermobarometry With Estimation of EQUilibrium state», что означает «Термобарометрия с оценкой равновесного состояния». Равновесной называется система, в которой протекли все возможные для нее естественные процессы и, следовательно, никакие самопроизвольные макроскопические процессы в такой системе невозможны (Коржинский, 1973). При изменении температуры, давления или активности какого-нибудь компонента равновесное состояние минеральной системы нарушается и между твердыми растворами минералов происходит перераспределение компонентов. Перераспределение будет происходить до тех пор, пока не установится новое равновесие между сосуществующими минералами. Так, зная минеральные парагенезисы и химический состав минералов, можно, используя уравнения равновесия, вычислить температуры и/или давления, при которых происходило образование этих парагенезисов.

Метод TWEEQU основан на одновременном решении системы уравнений, каждое из которых описывает равновесное состояние между минеральными компонентами (миналами или конечными членами изоморфных рядов), из которых состоят природные минералы (фазы системы). В системе, состоящей из k химических компонентов и m конечных членов твердых растворов минералов (миналов), существует только m-k линейно независимых реакций. Выбор независимых реакций может быть различным, но их общее количество в системе не меняется. Равновесное состояние описывается уравнениями реакций типа: n<sub>a</sub>A+n<sub>b</sub>B=n<sub>c</sub>C+n<sub>d</sub>D, где A,B,C,D – миналы минералов, участвующих в реакции, а n – стехиометрические коэффициенты уравнения реакции.

Отклонение исследованных ассоциаций от равновесного состояния определяется размерами области, к которой тяготеют все пересечения минальных реакций. Величина этой области выбирается субъективно на основе визуального анализа всех сделанных P-T определений. В идеальном случае на плоскости линейно независимые реакции (равновесия) должны пересечься в одной точке, которая, при данном составе равновесных минералов (фаз), будет соответствовать определенным величинам температуры и давления. То есть, на Р-Т диаграмме состояние равновесия будет выглядеть как «пучок» линий (например рис. 3.1).



Рис. 3.1. Пример «пучка» для кристаллосланца с парагенезисом Gr-Opx-Pl-Qu-Bt. 4 линейно независимые реакции выделены жирным.

Точка пересечения всех линейно-независимых реакций, возможных в данной системе, будет отвечать равенству нулю суммы изменений химических потенциалов миналов этой системы, что является условием равновесия всех минералов (миналов, входящих в их состав) в исследованном образце или его участках (локальное равновесие). Поэтому метод TWEEQU можно рассматривать одновременно и как способ расчетов P-T параметров, и как тест на равновесность минеральной ассоциации. Но это возможно только при соблюдении двух условий: 1. Анализы химических составов минералов выполнены с достаточной точностью.

2. База термодинамических данных и модели твердых растворов минералов адекватно и с достаточной точностью описывают свойства веществ и согласованы между собой.

Однако, такая идеальная ситуация в настоящее время практически недостижима, так как даже при наличии равновесия в породе линии моновариантных равновесий на диаграммах смещаются как за счет погрешностей микрозондового анализа, так и из-за ошибок термодинамического описания, особенно больших в моделях твердых растворов. Это приводит к появлению на P-T диаграмме некоторой области, к которой тяготеют пересечения линий реакций. При этом на практике трудно определить, из-за чего произошло смещение линий: из-за реального отклонения выбранных составов минералов от равновесных (вследствие неправильного выбора точек анализа при наблюдаемых вариациях составов минералов в породе) или вследствие неточности термодинамического описания. Тем не менее, данный метод показал свою пригодность при поиске наиболее равновесных составов минералов парагенезиса и позволяет достаточно достоверно оценивать P-T условия, в которых формировался парагенезис.

### Линейно независимые и линейно зависимые реакции (равновесия)

В методе TWEEQU используются понятия "линейно независимые" (IR) и "линейно зависимые реакции (равновесия)" (Доливо-Добровольский, 2006). Понятие «линейной зависимости» равновесий математическое и имеет большое значение при интерпретации получаемых Р-Т диаграмм, так как компьютерная программа TWQ (Berman, 1991), реализующая рассматриваемый метод, рассчитывает и строит все линии равновесий, возможные в данной системе.

В качестве примера рассмотрим простую систему, состоящую из трех минералов (твердых растворов) в системе KFMASH – двухкомпонентных граната (пиропальмандин), ортопироксена (энстатит-ферросилит) и биотита (флогопит-аннит):

 $\Gamma$ ранат = (Prp) Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub> + (Alm) Fe<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>

Ортопироксен = (En)  $MgSiO_3 + (Fs) FeSiO_3$ 

Биотит = (Phl)  $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + (Ann) KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ 

Между шестью компонентами этой системы можно написать всего три стехиометрических уравнения:

Prp+Ann=Alm+Phl

2Prp+3Fs=2Alm+3En

2Phl+3Fs=2Ann+3En

После вычитания из второго уравнения третье получаем:

2Prp+3Fs - 2Phl - 3Fs = 2Alm+3En - 2Ann - 3En

После сокращения получаем первое уравнение:

# Prp+Ann=Alm+Phl

Значит, любое из этих трех уравнений является комбинацией двух других и, следовательно, в этой системе присутствуют 2 линейно независимых уравнения и 1 линейно зависимое от них уравнение. На Р-Т диаграмме все три линии равновесия будут пересекаться строго в одной точке при любых составах минералов, т.е. эта система не позволяет оценивать равновесность парагенезиса.

Если в систему добавить еще два компонента (например третий Аl-компонент ортопироксена и кремнезем), то получится система 6 уравнений, среди которых 3 будут линейно независимы. Если выбрать 3 этих линейно независимых уравнения, то их линии пересекутся в одной точке, только если составы всех использованных минералов равновесны. А значит, есть возможность проверки одного пересечения двумя другими. Таким образом, по степени схождения линий реакций (выражамой среднеквадратичным отклонением их пересечений от среднего значения – СКО) можно оценивать степень неравновесности составов минералов. Добавление в систему плагиоклаза и кальциевого минала граната приводит к появлению серии стехиометрических уравнений (и соответствующих им линий равновесия) с кальцием и увеличению числа линейно независимых уравнений до 4-х. Если добавить силлиманит, то число линейно независимых реакций становится равным 5. Чем больше в системе линейно независимых уравнений, тем более надежными считаются результаты термобараметрического исследования, но и тем сложнее найти равновесные составы минералов. По наклону в Р-Т пространстве различают два вида реакций: «термометры» (их линии перпендикулярны или почти перпендикулярны оси температур) и «барометры» (их линии проходят под большими углами к оси давлений). Естественно, чем больше термометров и/или барометров (а в общем – чем больше углы между линиями реакций), тем более надежны определения температуры и/или давления.

# Программа TWQ

Определения Р-Т параметров методом TWEEQU выполнялись с помощью компьютерного программного комплекса TWQ (версия 2.02) Р. Бермана Т. Брауна (Berman, 1991). При расчетах использовалась база взаимосогласованных термодинамических данных Р. Бермана и Л.Я. Арановича (Berman, Aranovich 1996; Aranovich, Berman, 1996), включающая согласованные модели твердых растворов многих высокотемпературных минералов, хорошо описывающие результаты экспериментальных исследований (в частности – по растворимости Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ортопироксене) и, таким образом, наиболее подходящая для работы с гранулитовыми ассоциациями. Использование

взаимосогласованной базы термодинамических данных для разных минералов, включая свойства твердых растворов, позволяет сравнивать между собой результаты, полученные по разным парагенезисам. Обязательным моментом при вычислениях Р-Т параметров по многим сотням комбинаций составов было использование созданного Д.В. Доливо-Добровольским пакета программ TWQ\_View и TWQ\_Comb (Доливо-Добровольский, 2003), работающего совместно с программным комплексом TWQ. Этот пакет программ обеспечивает генерацию комбинаций и расчеты с ними, в том числе первичный поиск наилучших из них, обладающих наименьшим расхождением пересечений линий равновесия. В результате было существенно сокращено время вычислений, что предоставило дополнительные возможности для сравнительного анализа результатов, полученных для различных комбинаций.

Вычисляемые в программном комплексе TWQ координаты средневзвешенного центра пересечений линий равновесия в P-T пространстве и есть искомые величины температуры и давления. Важным и ответственным моментом при расчетах был правильный выбор компонентов твердых растворов минералов и фаз постоянного состава. В данной работе для расчетов использовались следующие миналы (компоненты твердых растворов):

Gr = Aльмандин (Fe<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>), Гроссуляр(Ca<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>), Пироп(Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>)

 $Opx = Алюмоортопироксен (Al_2O_3), Ферросилит (FeSiO_3), Ортоэнстатит (MgSiO_3)$ 

Bt = Aннит (KFe<sub>3</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>), Флогопит (KMg<sub>3</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>)

 $Pl = Анортит (CaAl_2Si_2O_8)$ 

Crd = Kopduepum (Mg<sub>2</sub>Al<sub>4</sub>Si<sub>5</sub>O<sub>18</sub>), Железистый кордиерит (Fe<sub>2</sub>Al<sub>4</sub>Si<sub>5</sub>O<sub>18</sub>)

Cpx = Диопсид (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), Геденбергит (CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>)

*Ilm = Ильменит* (FeTiO<sub>3</sub>)

Также в расчетах использовались фазы постоянного состава:

• *β-кварц* (SiO<sub>2</sub>)

• Силлиманит (Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>)

• *Рутил* (TiO<sub>2</sub>)

В ряде случаев из расчетов исключались те минералы и/или миналы, термодинамические константы которых определены с низкой степенью надежности, либо имеющие слишком большие погрешности в моделях твердых растворов, либо вовсе отсутствующие в использованной версии базы термодинамических данных (Berman, 1991, устные сообщения Подлесского К. К. и Азимова П.Я.). Это истонит и сидерофиллит в биотитах, чермакитовый минал в клинопироксенах, амфиболы, шпинели.

Выбор  $\alpha$ - или  $\beta$ -кварца определяется ожидаемыми условиями метаморфизма (в данной работе используется  $\beta$ -кварц, так как практичски все полученные результаты располагаются
в поле устойчивости *β*-*кварца*. Для образцов, лучшие определения которых располагаются в поле устойчивости *α*-*кварца*, были сделан пересчеты – Р-Т параметры лучших определений не изменились.

Калиевые полевые шпаты использовались только для расчета величин активности воды при наличии водосодержащего минерала – биотита (см. главу 4).

# Критерии надежности термобарометрических результатов и выбора равновесной ассоциации применяемые в работе

Расчет погрешностей для каждого индивидуального определения Р-Т параметров на основе данных микрозондового анализа по составам сосуществующих минералов является достаточно громоздкой и трудоемкой операцией (Аранович, 1991).

Погрешность термобарометрических оценок складывается из нескольких частей. Это погрешности, связанные с выводом баз термодинамических данных, ошибки микрозондовых анализов. Однако, самые большие погрешности вносят некорректность моделей твердых растворов и те отклонения составов минералов от равновесных, которые объективно существуют в породе.

Программный комплекс TWQ предусматривает вычисление среднеквадратического отклонения (СКО) точек пересечения всех линий равновесий, доступных в рассматриваемой системе без учета погрешностей использованных термодинамических моделей, базы данных и возможных аналитических ошибок измерения составов минералов. Тем не менее, можно судить о надежности P-T определений на основе близости использованных в расчетах составов минералов к равновесным соотношениям по величине СКО, не забывая при этом о зависимости от погрешностей используемых моделей и баз данных.

Значительные погрешности Р-Т определений (большие СКО) возникают именно при неудачном выборе минеральной ассоциации, далекой от равновесия. Составы минералов изученных нами пород были неоднородны даже в пределах одного шлифа. Эта неоднородность проявлялась и в зональности отдельных зерен, и в различиях химического состава зерен одних и тех же минералов. Также исследованные минералы участвовали в минеральных замещениях (реакциях) и одни из них являлись минералами-реагентами, а другие были новообразованными продуктами замещения.

Таким образом, чтобы минимизировать ошибку определения Р-Т параметров, при исследовании шлифов большое внимание было уделено выбору равновесных минеральных ассоциаций на основании критериев, сформулированных в работе (Аранович, 1991). За равновесные принимались контактирующие участки зерен темноцветных минералов – они могут дать информацию о «конечных» величинах Р и Т для процессов, происходивших в

породе по мере ее изменений. Для оценки «начальных» величин Р и Т отбирались образцы, содержащие относительно более крупные зерна железо-магнезиальных минералов, окруженные лейкократовыми минералами. Расчет «начальных» Р и Т проводились по составам центральных частей зерен сосуществующих минералов, а также по их краевым частям, так как плоскость шлифа не всегда проходит через истинные центры зерен граната, а может захватывать только их части.

В статье Powell, Holland, 1994 проводится анализ метода TWEEQU. Из статьи можно сделать вывод о достаточной достоверности этого метода при условии небольших значений СКО. Для термобарометрических расчетов с 3 независимыми реакциями достоверными можно считать определения с СКО меньше 0.5 кбар и 25°C (эти величины нередко принимаются, как наиболее оптимистичные приблизительные оценки точности минеральной термобарометрии для гранулитовых ассоциаций).

Всего для термобарометрических исследований были отобраны и проанализированы 48 образцов разных пород и проведен анализ большого количества Р-Т определений. Это позволило в данной работе принять следующие критерии достоверности оценок термодинамических условий:

- минимальное число использованных в расчетах независимых реакций равно 3.

– в хорошем «пучке» с низким СКО число использованных для расчета реакций в конкретной системе должно быть близким к максимально возможному или максимальным.

Отвечающие этим критериям определения P-T параметров в разных участках образца породы мы называем качественными или хорошими, достоверными определениями, а среди них с таким же числом независимых реакций и наименьшим СКО – наилучшим (или лучшим) определением.

Анализ большого массива результатов, полученного в процессе исследований, позволил определить некоторые численные рамки СКО для хороших определений:

- для 3 IR: СКО до 0.4-0.5 кбар и до 15-20°С;

- для 4 IR: СКО до 0.7-0.8 кбар и до 20-25°С;

- для 5 IR: СКО до 0.9-1кбар и до 30-35°С.

Большое количество хороших результатов Р-Т параметров в данной работе позволило выделить лучшие определения со значениями СКО:

- для 3 IR: до 0.2-0.3 кбар и до 10°С;

- для 4 IR: до 0.4-0.5 кбар и до 15-20°С;

– для 5 IR: до 0.7-0.8 кбар и до 25-30°С.

Эти критерии являются ориентировочными и в каждом конкретном случае полученный результат оценивался визуально. Так, например, для кордиеритсодержащих

парагенезисов из-за высокой чувствительности к изменению состава биотита и кордиерита (даже в пределах погрешности микрозондового анализа) используются определения с бо́льшими СКО (до 41°C при 4 IR).

В процессе работы получено огромное количество хороших определений Р-Т параметров. Для облегчения представления материалов, в таблицах Р-Т параметров (Табл. 3.1-3.3) были помещены наиболее достоверные (равновесные) определения или группы определений с минимальным СКО для каждого конкретного образца или поля образца. Все остальные достоверные определения, в качестве подтверждающей корректность данных статистики, даны в тексте интервалами.

#### 3.2. Термобарометрия вмещающих метаморфических пород

Как уже отмечалось в главе 2, среди кристаллических сланцев района можно выделить две группы пород. Первая группа – мелкозернистые преимущественно безгранатовые кристаллосланцы (с прослоями гнейсов), встречающиеся в отдельных реликтовых участках (ранняя стадия метаморфизма М1) среди гранатовых кристаллосланцев второй группы (стадия главного метаморфизма М2).

На присутствие среди барических гранулитов коллизионной стадии метаморфизма (Балаганский, Глебовицкий, 2005) с параметрами 800-900°С и 10-12 кбар (Крылова, Прияткина, 1976; Виноградов и др, 1980) метаморфических пород амфиболитовой фации метаморфизма с более низкими значениями T=570-750°С и P=5.5-7.7 кбар и раньше указывали многие исследователи (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др, 1980; Козлова и др., 1991, Балаганский, Глебовицкий, 2005). В последние годы С.П. Кориковским определялись параметры  $T \sim 800°$ С и  $P \sim 9-9.5$  кбар для основных гранулитов (Gr-2Px-Pl кр. сл.), их амфиболизированных и биотитизированных разностей, а также для чарнокитоидов (Кориковский, Аранович, 2010). Таким образом, для Порьегубского покрова района Порьей губы не было достоверно установлено наличие гранулитов более низких давлений ранней стадии метаморфизма среди преобладающих на данной территории высокобарических гранулитов.

Для термобарометрических расчетов автором работы были отобраны наиболее информативные в этом плане породы. Это гранатсодержащие кристаллосланцы и плагиогнейсы, а также двупироксеновые с биотитом безгранатовые кристаллосланцы и плагиогнейсы. Исследовались метаморфические породы как на границе с зонами метасоматоза, так и на удалении от них.

# 3.2.1. Ранняя стадия метаморфизма (М1)

Образцы, сохранившие информацию о ранней стадии метаморфизма, отобраны на полуострове Поздериха (берег Таргубы, обр. Б1009-2), на правом берегу губы Костариха напротив уч. Наумиха (обр. Б1003-1) и уч. Паленом (обр. Б959-1) (см. Рис. 2.5).

Первые два образца (**Б1003-1**, **Б1009-2**) – это полосчатые, мелко-среднезернистые двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы с переменным количеством бурой роговой обманки и биотита, а также единичными зернами кварца. Также в них может присутствовать калишпат. В исследованных образцах нет признаков поздней перекристаллизации минералов и окварцевания. Для термобараметрических расчетов использован парагенезис Pl+Cpx+Opx+Bt+Qu. В данной системе возможно построить 7 минальных реакций, из которых 3 линейно независимые.

Для образца **Б1003-1** (Рис. 3.2.б) получено 22 хороших Р-Т определений с параметрами P=5.7-6.2кбар. СКО 0.1-0.2кбар и T=803-818°C, СКО 1-3°C, из них 11 лучших с параметрами: P=5.7-6.1кбар. СКО 0.1-0.2кбар и T=817-818°C, СКО 1-2°C. Параметры четырех наиболее равновесных определений помещены в таблицу 3.1.



Рис. 3.2 а) Результат термобарометрического исследования вмещающего кристаллосланца. Образец Б1003-1. Правый берег губы Костариха. б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Хорошие и лучшие Р-Т определения получены по центральным частям контактирующих зерен орто- и клинопироксенов, плагиоклазам из плагиоклазовой матрицы породы (№40-43) и мелким единичным лейстам биотита, расположенным в клинопироксене. Также в расчете участвует кварц, зерна которого встречаются в плагиоклазе (Рис.3.2.б).

Образец **Б1009-2** представляет собой мелко-среднезернистый двупироксенплагиоклазовый кристаллосланец с бурой роговой обманкой, биотитом и единичными зернами кварца и калишпата (Рис.3.3.6).



Рис. 3.3. а) Результат термобарометрического исследования вмещающего кристаллосланца. Образец Б1009-2. Полуостров Поздериха (берег Таргубы) б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами В кружках показаны номера анализов. использованные для расчета (а).

Получено 38 хороших определений: P=6.1-7.9кбар. СКО 0-0.4кбар и T=870-888°C, СКО 0-3°C. Из них 12 лучших определений имеют параметры: P=6.1-6.7кбар. СКО 0-0.1кбар и T=888°C, СКО 0-1°C. Восемь наиболее равновесных определений помещены в таблицу 3.1. Наилучшие результаты показывают изолированные в плагиоклазе небольшие зерна клинопироксена, биотита и ортопироксена, а также плагиоклаз рядом с зернами биотита и ортопироксена. Все использованные анализы минералов располагаются в одном локальном участке шлифа, представленном на Рис. 3.3.6. Вариации по давлению, в данном образце, связаны с вариациями состава плагиоклаза и клинопироксена.

Образец **Б959-1** (уч. Паленый) представляет собой мелко-среднезернистый двупироксен-плагиоклазовый кристаллосланец. В породе присутствуют лишь единичные зерна кварца. Минералы находятся в равновесии, обычном для метаморфических пород, без реакционных взаимоотношений.

Для данного образца получено две группы определений. Первая группа из 3 хороших определений с параметрами Р=6.1-6.2 кбар, СКО=0.2 кбар и Т=805°С, СКО=13°С получена по контактирующим зернам клинопироксена и ортопироксена, плагиоклазу (№37-38) и биотиту. Все минералы располагаются в пределах небольшого локального участка, представленного на рис. 3.4.6. Вторая группа также состоит из трех хороших определений и имеет параметры: Р=6.4-6.5 кбар, СКО 0.8 кбар и Т=816°С, СКО 5°С. Вторая группа хороших определений получена по тем же минералам за исключением ортопироксена. Ортопироксен представлен изолированным в плагиоклазе зерном (рис. 3.5.6). В первой группе определений наименьшее СКО по давлению (не больше 0.2 кбар), во второй группе – по температуре (СКО не больше 5°С).



Приведенные в Таблице 3.1 Р-Т определения относятся к парагенезисам, которые возникали, как предполагается, на ранней стадии метаморфизма (М1) и сохранились среди кристаллосланцев стадии М2 вдали от метасоматических зон с мощной флюидной переработкой.

Образе	Участок	Порода	Парагенезис	IR	n	Р,кбар	СКО	T,°C	СКО
Ц									
Б1003-1	прав. берег	Мелко-среднезернистый	PlCpxOpxOpq	3	4	6-6.1	0.1	818	1
	г.Костариха	кристаллосланец	Hb <u>QuBt</u> Kfs						
Б1009-2	П-ОВ.	Среднезернистый	<u>PlCpxOpx</u> Hb	3	8	6.3-	0	888	0
	Подзериха	кристаллосланец	<u>Bt</u> KfsIlm <u>Qu</u>			6.7			
Б959-1	Паленый	Мелко-среднезернистый	<u>PlOpxCpxBt</u>	3	3	6.1-	0.2	805	13
		кристаллосланец	Kfs <u>Qu</u>			6.2			
					3	6.4-	0.8	816	5
						6.5			

Таблица 3.1. Р-Т параметры образования кристалических сланцев (вмешающих гранулитов). Метаморфизм М1 (6- 6.7 кбар, 800-890°С).

Примечание: Использованные для расчета «пучков» минералы подчеркнуты, n – число «пучков».

Резюмируя все сказанное можно отметить, что параметры метаморфизма М1 отвечают давлениям около 6-6.7 кбар и температуре 800-890°С.

#### 3.2.2. Главная стадия метаморфизма

В предыдущей главе была дана петрографическая и химическая характеристика преобладающих в изученном районе кристаллических сланцев и гнейсов, преимущественно с которых свойственны бластомилонитизации, гранатом, для зоны гранатового порфиробластеза, окварцевания пород, зоны насыщенные кварцевыми жилами и разнообразными метасоматическими породами. По-видимому, все эти породы возникли в процессе флюидной переработки во время сдвиговых деформаций более ранних гранулитовых парагенезисов стадии M1, сохранившихся только в виде реликтов.

Образец **Б796-8** (участок Паленый) представляет собой среднезернистый гранатсодержащий двупироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец. В этой породе наблюдается рост порфиробластов граната, появляется кварц, прежде всего около граната, а также образуются тонкие каемки ортопироксена и амфибола вокруг клинопироксена.

Расчет выполнен для парагенезиса Pl+Gr+Opx+Qu+Bt. В этой системе равновесие между фазами описывается 12 минальными реакциями, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.6. а) Результаты термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец Б796-8. Участок Паленый; б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Петрографические данные показывают, что клинопироксен принадлежит к более раннему парагенезису. Об этом свидетельствует образование тонких каемок ортопироксена и амфибола вокруг мелких зерен клинопироксена в плагиоклазовой матрице. В относительно неизмененном виде клинопироксен встречается лишь изолированным в центральных частях порфиробласта граната.

Для данного образца в пределах небольшого локального участка, представленного на рис. 3.6.б, получено два хороших определения с параметрами: P=8.6-9.2 кбар, СКО 0.6-0.8 кбар, T=765-771°C, СКО 9-15°C. Параметры лучшего определения помещены в таблицу 3.2.

Параметры получены для парагенезиса граната (на расстоянии менее 1 мм от края порфиробласта), биотита, ортопироксена (включения в этом гранате примерно на том же расстоянии от края порфиробласта, что и использованный анализ граната) и двух разных незональных зерен плагиоклаза около граната. Давление 8.6 кбар получено по плагиоклазу №73, а 9.2 кбар по более кислому плагиоклазу №52.

Образец **Б1024-1а** представляет собой двупироксеновый гранатсодержащий кристаллосланец с участка Наумиха. Образец отобран в 5 метрах от зоны метасоматических пород с парагенезисом Opx-Sil-Qu. Порода меланократовая, вокруг зерен граната неправильной формы развиваются ортопироксен-плагиоклазовые симплектиты. В породе также есть незначительное количество роговой обманки. Кварц в шлифе не обнаружен. Парагенезис Opx+Pl+Gr+Cpx описывается 19 минальными реакциями, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.7. а) Результаты термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец Б1024-1а. Участок Наумиха. б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для этого образца получено 13 лучших определений с параметрами: Р=8.6 кбар, СКО=0.4 кбар и Т=856°С, СКО=7°С. Точки анализов, использованных для расчетов, расположены на расстоянии ~1-1.5 мм друг от друга в пределах одного локального участка, показанного на рис. 3.7.6. Лучшие результаты получены по центральной части 0.4 мм зерна граната, ортопироксену из симплектитовых срастаний и плагиоклазам вокруг граната и из симплектитовых срастаний, а также клинопироксену за пределами симплектита. Плагиоклазы в породе зональные: в центральных частях №52-57, по краям №65-82. Возникновение такой зональности может быть связано с декомпрессеей. Лучшие определения Р-Т параметров получены с использованием краевых (более основных) частей зерен плагиоклазов.

Образец **Б1012-8-2**, отобранный на участке Южные Хлебцы, представляет собой контактовую зону между амфибол-ортопироксен-плагиоклазовым кристаллосланцем с

гранатом и метасоматическими богатыми кварцем породами и кварцитами с силлиманитом и крупными гранатами. Участок образца, использованный для термобараметрических расчетов, представляет собой ортопироксеновый гранатсодержащий кристаллосланец с незначительным содержанием амфибола. Исследовался участок с небольшим (2-3 мм) порфиробластом граната в матрице кварц-ортопироксен-плагиоклазового состава, окруженным Орх-Pl симплектитами. Известно, что симплектитовые структуры возникают при изменении условий формирования пород при ограниченном количестве флюида. Логично предположить, что центральные части граната могут оказаться в равновесии с матричными минералами, а краевые близки к равновесию с минералами симплектитов. И действительно, термобараметрические расчеты подтверждают эти предположения.

Парагенезис Pl+Opx+Gr+Qu описывается 6 минальными реакциями, из них 3 – линейно независимые. Порфиробласт граната обнаруживает зональность по кальцию (11% гроссулярового компонента на краю и 20% – в центре порфиробласта) и зональные в отношении железа и магния: содержание пиропового минала снижается от центра к краю с 29% до 20%, содержание альмандинового минала растет от 50% до 58%.

По петрографическим данным можно выделить две группы парагенезисов:

1) центральная и внутренняя части порфиробласта граната и ортопироксены из матрицы породы («матричные» парагенезисы);

2) краевые части порфиробласта граната и ортопироксен из внутренних и внешних зон симплектитов («симплектитовые» парагенезисы).

В <u>первой группе</u> парагенезисов получено 16 лучших определений с параметрами: P=8.1-8.9 кбар, СКО=0-0.3 кбар и T=806-827°С, СКО=0-9°С. Лучшие результаты показывают анализы внутренней части порфиробласта граната (анализы расположены в 0.2-0.5 мм от края порфиробласта), и ортопироксены и плагиоклазы (№83-88) из матрицы породы. Наилучшее определение в «матричной» группе показано на рис. 3.8. Использование в расчетах анализов из центральной части порфиробласта граната дает отрицательный результат (отсутствие удовлетворительной области пересечений) и с поздними симплектитовыми каемками, и с матричными минералами. Это свидетельствует о том, что центральные части порфиробластов являются изолированными реликтами и неравновесны с любыми другими участками породы, испытавшими более поздние преобразования.



Рис. 3.8. а) Результаты термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец Б1012-8-2. Участок Юж.Хлебец. б) BSE изображение исследованного участка Цифрами образца. показаны номера анализов. использованные для расчета (а).

Во <u>второй группе</u> парагенезисов (поздние симплектиты) получено 12 хороших определений с параметрами Р=6.3-6.7 кбар, СКО=0.1-0.4 кбар и Т=667-721°С, СКО=5-20°С, из них 6 лучших определений с параметрами Р=6.5-6.7 кбар, СКО=0.1-0.2 кбар и Т=719-721°С, СКО=5-10°С. Для расчета параметров этой группы использованы анализы краевых частей порфиробласта граната, а также ортопироксены и плагиоклазы (№88-91) из зоны симплектитов. Наилучшее определение в «симплектитовой» группе показано на рис. 3.9.



Рис. 3.9. а) Результаты термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец Б1012-8-2. Участок Юж.Хлебец. б) изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Таким образом, наблюдается снижение температуры и давления при симплектитообразовании.

<u>Образец Б1022-2</u> с участка Костариха представляет собой среднезернистый полосчатый кристаллический сланец с порфиробластами граната, пространственно связанными с маломощными кварцевыми прожилками. В этой полосчатой породе присутствует лейкосома ортопироксен-гранат-плагиоклаз-кварцевого состава мощностью 1-4 см, секущая милонитовую полосчатость кристаллосланца. Образец отобран вблизи зоны с метасоматическими породами. В данном образце исследовались обе разновидности пород: ортопироксеновый кристаллосланец (с бурой роговой обманкой) и порфиробластами граната

(поле F1, рис. 3.10.б) и зона ортопироксен-гранат-плагиоклаз-кварцевой лейкосомы. В некоторых случаях в лейкосоме наблюдаются признаки частичного растворения граната с образованием вокруг него тонких каемок ортопироксена с плагиоклазом (рис. 3.11.б).

<u>Поле F1 образца Б1022-2</u> представлено парагенезисом Pl+Gr+Opx+Qu+Am. В системе Pl-Gr-Opx-Qu равновесия описываются 6 минальными реакциями, из них 3 линейно независимые.



Рис. 3.10. а) Результаты термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец Б1022 поле 1. Участок Костариха. б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Всего получено 33 лучших определения с параметрами Р=9.8-10.3 кбар, СКО 0-0.3 кбар и Т=848-889°С, СКО 0-12°С. Все лучшие определения относятся к одному локальному участку в пределах 3-5мм и весьма близки по значениям Р и Т. Они получены по одному и тому же анализу края граната с использованием разных анализов плагиоклаза и ортопироксенов: изолированных в плагиоклазе и в срастании с роговой обманкой. Использование разных анализов плагиоклаза (№47-52) дает вариации давления ~0.4 кбар и температуры на ~4°С. Самый основной плагиоклаз №52 дает самые низкие значения давления и температуры. Также на температуру оказывает влияние состав ортопироксенов: самые «низкотемпературные» ортопироксены более железисты.

<u>Поле 2 образца Б1022-2</u> представляет собой участок плагиоклаз-кварцевой лейкосомы с незональным порфиробластом граната диаметром 1 мм, окруженным плагиоклазортопироксеновой каймой (Рис. 3.11.6).



Для этого локального участка получено 35 хороших определений с параметрами P=9.3-9.9 кбар, СКО 0.3-0.7 кбар и Т=814-834°С, СКО 7-20°С. Данные о 20 лучших определениях помещены в таблицу 3.2 и имеют параметры Р=9.2-9.7 кбар, СКО 0.3-0.4 кбар и Т=820-832°С. СКО 7-15°С. Для данного локального участка лучшие результаты получены и для краевых, и для центральных частей порфиробласта граната, а также ортопироксену, биотиту и плагиоклазу из оторочки вокруг него.

По петрографическим реконструировать данным можно последовательность образования данных пород (Рис. 3.12). Образование кристаллического сланца с гранатом (F1) происходит при P=9.8-10.3 кбар и T=848-889°C. После чего образуется кварц-плагиоклазовая лейкосома, которая сечет милонитовую полосчатость уже существующего кристаллосланца, с образованием на контакте рудных минералов. Завершает процесс образование каемок Орх и Pl вокруг порфиробласта граната внутри лейкосомы при P=9.2-9.7 кбар и T=820-832°C (F2). Действительно, реакция Gr+Qu→Opx+Pl протекает при понижении давления.



Рис. 3.12. Распределение средневзвешенных центров хороших лучших И определений Р-Т параметров для обр. Б1022-2. Стрелка предполагаемый тренд эволюции параметров.

Участок

участка

Цифрами

BSE

для

б)

Образец **Б1024-94** представляет собой среднезернистый биотит-ортопироксен-кварцгранат-плагиоклазовый кристаллический сланец (участок Наумиха). Образец отобран в нескольких метрах от зоны метасоматических пород с Opx-Sil-Qu парагенезисом. Для парагенезиса Pl+Opx+Gr+Bt+Qu можно построить 12 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



# **Рис. 3.13.** а) Результаты термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец

Б1024-94. Участок Наумиха. б) Изображение исследованного участка образца в проходящем свете. Цифрами в кружках показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для расчетов использованы анализы из одного локального участка породы, состоящего из вытянутого 1x2.5 мм порфиробласта граната и биотит-ортопироксенового агрегата в кварц-плагиоклазовой матрице (Рис. 3.13.б).

Всего получено порядка 80 хороших определений Р-Т параметров. Из них 39 лучших определений имеют параметры P=9-10.6 кбар, СКО 0.1-0.5 кбар и T=837-872°C, СКО 2-11°C. При такой большой выборке можно сузить разброс параметров, выбрав наиболее равновесные определения (их оказалось 8шт.): 9.4-10.3 кбар, СКО=0.1-0.2 кбар и 840-866°С, СКО 2-6°С, именно эти данные помещены в таблицу 3.2. Самый лучший результат (Рис. 3.13.а) показывают: краевая часть порфиробласта граната (самая железистая 50% Alm), ортопироксен и биотит из ортопироксен-биотитового агрегата, и плагиоклаз №36. Вариации по давлению и температуре среди лучших определений (черные точки на рис. 3.14) связаны с использованием разных анализов плагиоклазов (№31-36, они дают сильные вариации по давлению ~0.8 кбар) и анализов граната – более магнезиальные анализы (Alm=48%) внутренней и центральной частей порфиробласта дают более высокие параметры, более железистый край – низкие параметры. Хорошие определения с более низкими параметрами T=807-814°C, СКО 16-20°C и Р=7.5-7.9 кбар, СКО 0.8 кбар (серые точки в левой нижней части рис. 3.14), получены по самому низкотитанистому биотиту в образце, который развивается по ортопироксену, основным плагиоклазам №51-61, образующим тонкую каемку вокруг порфиробласта граната и тонкие прожилки возле ортопироксен-биотитовых скоплений, железистому краю порфиробласта граната. Такие параметры, полученные по позднему биотиту и поздним выделениям плагиоклаза, могут свидетельствовать о развитии данного парагенезиса на регрессивном этапе метаморфизма.



Рис. 3.14. Распределение средневзвешенных центров хороших и лучших определений Р-Т параметров для обр. Б1024-94. Стрелка – предполагаемый тренд эволюции параметров.

В качестве рудных минералов в породе присутствуют ильменит и рутил, но включение реакций с их участием приводит к сильному ухудшению сходимости линий равновесия.

Образец **Б1016-156** с участка Паленый представляет собой окварцованный гранатсодержащий ортопироксен-плагиоклазовый кристаллосланец, отобранный на границе с зоной метасоматоза. В образце помимо окварцевания наблюдаются признаки, указывающие на активный рост порфиробластов граната, образующих «сыпь».

Для парагенезиса Pl+Gr+Opx+Qu+Bt можно построить 12 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.15. а) Результаты термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец Б1016-15б. Участок Паленый. б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны анализы минералов, использованные для расчета (а).

Для локального участка (Рис.3.15.б) получено 6 хороших определений Р-Т параметров с параметрами Р=9.2-9.5 кбар, СКО 0.7-0.8 кбар и Т=899-901°С, СКО 13-14°С. Данные по 3 самым хорошим определениям параметров помещены в таблицу 3.2. Все хорошие

определения получены по изолированному в плагиоклазе небольшому зерну ортопироксена, небольшой единичной лейсте биотита и анализу центральной части 1 мм порфиробласта граната. Расчеты с разными составами плагиоклаза дают незначительные вариации параметров: 0.3 кбар и 3°C.

Отсутствие лучших определений (с СКО менее 0.5 кбар и 20-30°С) можно объяснить близостью данной породы к зоне метасоматоза, которая может нарушать равновесие системы.

Образец **Б856-4** (уч. Паленый) представляет собой среднезернистый ортопироксеновый кристаллосланец с 2-3 мм порфиробластами граната, отобранный на границе с зоной метасоматоза. Для парагенезиса Gr+Opx+Pl+Bt+Qu можно построить 12 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.

Хорошие результаты получены лишь по краевым частям 2 мм порфиробласта граната (центральная часть порфиробласта неравновесна) в парагенезисе с ортопироксеном, биотитом и плагиоклазом из его окружения.

Всего по краевым частям порфиробласта локального участка, показанного на рис.3.16.6 и рис.3.17.6, получено 213 хороших определений с параметрами P=8.4-11.4 кбар, СКО 0.1-0.7 кбар и T=791-916°C, СКО 2-20°C. Из них 57 лучших определений с параметрами: P=8.9-11.4 кбар, СКО 0.1-0.4 кбар и T=802-916°C, СКО 1-12°C.

Лучшие определения можно поделить на две группы парагенезисов с равноценными по сходимости определениями:

1) Р=10.3 -11.4 кбар, СКО 0.1-0.5 кбар и Т=890-916°С, СКО 1-14°С;

2) Р=8.8-10.3 кбар, СКО 0.1-0.5 кбар и Т=801-838°С, СКО 2-14°С.

<u>Первая группа</u> определений (их 14 шт.) получена по тем анализам порфиробласта граната, которые располагаются на расстоянии 0.2-0.5 мм от края, плагиоклазам №40-54, а также ортопироксенам и биотитам, расположенным вокруг порфиробласта граната (Рис. 3.16.б). Зерна ортопироксенов разбиты трещинами и в некоторых местах заметны вторичные изменения по ним. Можно предположить более раннее образование таких ортопироксенов и сохранение их в виде реликтов при преобразовании пород. Самые лучшие результаты в данной группе: 11.2-11.3 кбар, СКО 0.1 и 896°С, СКО 1-2°С представлены 8 «пучками» (таблица 3.2).



Вторая группа определений (их 43 шт.) получена по самым краевым частям ~2 мм порфиробласта граната, плагиоклазам №40-54, а также зернам ортопироксена и биотита, расположенным вокруг порфиробласта граната (Рис. 3.17). Зерна ортопироксенов выглядят неизмененными. Лучшие 9 определений в данной равновесной ассоциации имеют параметры 9.8-9.9 кбар, СКО 0.1-0.2 кбар и 815-825°C, СКО 2-6°C (Таблица 3.2).



Рис. 3.17. а) Результаты термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец Б856-4. Вторая группа парагенезисов. Участок Паленый. б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

По двум группам парагенезисов с различающимися Р-Т параметрами можно построить тренд (Рис. 3.18). Первая группа парагенезисов, полученная с использованием изолированной внутренней части порфиробласта граната, представляет собой пиковые условия образования гранатсодержащего кристаллосланца. Вторая группа, полученная по краевым частям порфиробласта граната, может отражать этап эксгумации пород со спадом температуры и давления.



Рис. 3.18. Распределение средневзвешенных центров хороших и лучших определений Р-Т параметров для обр. Б856-4. Стрелкой показан предполагаемый тренд изменения параметров по мере роста порфиробласта граната.

Образец **Б1017-9-1** (уч. Костариха) представляет собой полосчатый образец, состоящий из мелко-среднезернистого роговообманково-ортопироксен-плагиоклазового кристаллосланца и среднезернистого биотит-гранат-ортопироксен-кварц-плагиоклазового гнейса с рудными минералами (Ilm и Ru) и единичными зернами калиевого полевого шпата.

К сожалению, выполнить термобарометрические расчеты для кристаллосланца невозможно из-за отсутствия в породе граната и/или клинопироксена. Но для гнейса такие расчеты выполнить возможно. Парагенезис Pl+Gr+Opx+Qu+Bt описывается 12 минальными реакциями, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.19. а) Результаты термобарометрического исследования Bt-Gr-Opx-Qu-Pl гнейса. Образец Участок Б1017-9-1. Костариха. б) Фотография исследованного участка образца в проходящем свете. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

В одном локальном участке размером не более 8 мм (Рис. 3.19.6) можно выделить две группы парагенезисов. <u>Первая группа</u> – наиболее равновесная, это краевые части 5 мм порфиробласта граната и 1 мм порфиробласта ортопироксена, а также биотит и плагиоклазы (№38-47) из матрицы породы. Для этой группы получено 24 хороших определения с параметрами Р=8-9.3 кбар, СКО=0.2-0.7 кбар и T=765-791°C, СКО=6-21°C. Из них можно выделить 7 лучших определений с параметрами 8.6-9.1 кбар, СКО 0.2-0.4 кбар и T=783-

786°С, СКО 6-13°С (Таблица 3.2). <u>Вторая группа</u> – это центральные части тех же порфиробластов граната и ортопироксена, а также биотит и плагиоклазы (№38-47) из матрицы породы. Для этой группы получено 8 хороших определений с параметрами P=8.4-9.1 кбар, СКО=0.6-0.7 кбар и T=810-815°С, СКО=12-16°С. Эта группа определений демонстрирует меньшую степень равновесия, что типично для расчетов по центральным частям порфиробластов.

В породе присутствуют и ильменит, и рутил, но все зерна ильменита обладают структурами распада на тонкие ламели ильменита и титаномагнетита, что является свидетельством неустойчивости ильменита при данных P-T параметрах.

Образец **Б1008-1** отобран на острове Высокий, где мощную зону окварцевания в мигматизированных кристаллосланцах сопровождает графитовая минерализация. Данный образец представляет собой среднезернистый окварцованный, мигматизированный гранатбиотит-калишпат-ортопироксен-плагиоклазовый кристаллосланец/гнейс с идиоморфными чешуйками графита. Для Pl+Opx+Qu+Bt+Gr парагенезиса возможно построение 12 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.20. Результаты a) термобарометрического исследования вмещающих кристаллосланцев. Образец Б1008-1. Участок Высокий; б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для одного локального участка Рис. 3.20.6. получено 14 хороших определений с параметрами Р=7.4-8.6 кбар, СКО 0-0.8 кбар и Т=769-799°С, СКО 1-20°С. Из них 6 лучших определений практически с такими же параметрами при СКО 0.4-8°С. Лучшие параметры получены с использованием анализов 0.5 мм зерна граната и ортопироксену, биотиту и плагиоклазу из его окружения. В качестве рудных минералов в породе присутствуют неизмененный ильменит и рутил: следовательно, можно сделать термобарометрические расчеты с использованием титансодержащих твердых растворов. Для парагенезиса Gr+Opx+Pl+Bt+Qu+Rt+Ilm можно построить 29 минальных реакций, из которых 5 линейно независимые. Расчет выполнен с использованием тех анализов минералов, которые показали

наилучшую степень сходимости и анализов ильменита из этого же локального участка (Рис. 3.20.6). Получено 3 хороших определения с параметрами: P=8.8-8.9, CKO=0.7 и T=788-798°C, CKO=34-36. Лучший результат показан на Рис. 3.21. Параметры «пучка» практически совпадают с наилучшими оценками без титановых минералов, что лишний раз свидетельствует о достоверности полученных величин Р и Т для данного образца. СКО в данном случае больше, но, учитывая 5 независимых реакций, такие данные сами по себе достоверны и их тоже можно и нужно использовать.



Рис. 3.21. Результаты термобарометрического исследования образца Б1008-1 (уч.Высокий) для парагенезиса Gr+Opx+Pl+Bt+Qu+Rt+Ilm.

Таким образом, для главной стадии метаморфизма (M2) устанавливаются следующие интервалы образования пород: **P=8.1-9.1 кбар, T=770-860°C**. Закономерное повышение давления (до **11.3 кбар**) ближе к зонам интенсивных сдвиговых деформаций подтверждает ранее сделанный вывод (Глебовицкий и др., 1997; 2009) о компрессионных эффектах при гранулитовом коллизионном метаморфизме.

Образец	Участок	Порода	Парагенезис	IR	n	Р, кбар	СКО	T, ℃	СКО		
Метаморфические породы M2 (8.1 – 9.1 кбар, 770 – 860 °C)											
Б796-8	Паленый	Среднезернистый окварцованный	<u>PlGrOpx</u> CpxHb <u>QuBt</u> KfsIlm	4	1	8.6	0.6	765	9		
		кристаллосланец	Opq								
Б1024-1а	Наумиха	Среднезернистый кристаллосланец	<u>OpxGrPlCpx</u> HbIlm	4	13	8.6	0.4	856	7		
Б1012-	Юж.	Среднезернистый кристаллосланец	<u>PlOpxGr</u> Hb <u>Qu</u> Ilm	3	16	8.1-8.9	0-0.3	806 - 827	0-9		
8-2_F1	Хлебец	вблизи зоны м/с									
Б1017-	Костариха	Среднезернистый гнейс	<u>PlGrOpxQuBt</u> IlmRuOpqKfs	4	7	8.6-9.1	0.2-0.4	783-786	6-13		
9-1_F5											
Б1008-1	Высокий	Среднезернистый окварцованный	PlOpxKfsBtQuGrOpqIlmRuGt	4	3	8.4-8.6	0-0.1	798-799	1-3		
		мигматизированный гнейс с	Dioner WfaDton Crore allere DurCt	5	2	0000	0.7	700 700	24.27		
		графитом	<u>PIOpx</u> KIs <u>BtQuGr</u> Opq <u>IImRu</u> Gt	3	3	8.8-8.9	0.7	/88-/98	34-37		
Метаморфические породы М2 вблизи зоны метасоматоза (9.4-11.3кбар, 820-900°С)											
Б1022-	Костариха	Среднезернистый кристаллосланец	<u>PlGrOpxQu</u> HbOpq	3	33	9.8-10.3	0-0.3	848-874	0-12		
2_F1											
Б1024-	Наумиха	Среднезернистый окварцованный	<u>PlOpxGrBtQu</u> OpqIlmRu	4	8	9.4-10.3	0.1-0.2	840-866	2-6		
94		кристаллосланец									
Б1016-	Паленый	Среднезернистый окварцованный	<u>PlGrOpx</u> IlmOpq <u>Qu</u> Kfs <u>Bt</u>	4	3	9.4-9.5	0.7	901	13		
156		кристаллосланец вблизи зоны м/с									
Б856-4	Паленый	Среднезернистый окварцованный	<u>PlGrOpxBtQu</u> OpqHbKfs	4	8	11.2-	0.1	896	1-2		
		кристаллосланец вблизи зоны м/с				11.3					
					9	9.8-9.9	0.1-0.2	815-825	2-6		
Мигматитовый-послемигматитовый этап (9.7-9.2 кбар, 830-820°С)											
Б1022-	Костариха	Среднезернистая плагиоклаз-	PlGrOpxQuBtOpq	4	20	9.2-9.7	0.3-0.4	820-832	7-15		
2_F2	Ť	кварцевая лейкосома									
Поздние симплектиты в M2 (6.5-6.7 кбар, 720-720°С)											
Б1012-	Юж.	Орх-Р1 симплектиты по	<u>PlOpxGr</u> Hb <u>Qu</u> Ilm	3	6	6.5-6.7	0.1-0.2	719-721	5-10		
8-2_F1	Хлебец	кристаллосланцу вблизи зоны м/с									

Таблица 3.2. Р-Т параметры образования кристалических сланцев (вмешающих гранулитов). Метаморфизм М2.

<u>Примечание</u> Использованные для расчета «пучков» минералы подчеркнуты, n – число наиболее равновесных «пучков».

## 3.3. Термобарометрия метасоматических пород

Метасоматические породы, представленые двумя главными типами пород: богатыми кварцем и железо-магнезиальными (базификатами), более информативны, чем окружающие породы. Для них можно получить 4-5 линейно независимых реакций.

## Метасоматиты, богатые кварцем с Орх, Sil, Gr

Для богатых кварцем метасоматических пород в полиминеральных зонах метасоматической колонки без кордиерита возможны два парагенезиса: Qu+Opx+Gr+Sil+Bt, позволяющий построить 4 линейно независимые реакции (IR) и Qu+Opx+Gr+Sil+Bt+Pl – 5 IR.

Парагенезис без плагиоклаза присутствует только на участке Паленый, где в богатых кварцем метасоматических породах практически полностью исчезает кальций. Плагиоклаз, если и присутствует, то имеет альбитовый состав. В этих породах встречается высокотитанистый биотит. Наличие титана в биотите оказывает существенное влияние на активности Ann и Phl. Используемая база данных учитывает специфику высокотитанистого биотита (Berman, Aranovich 1996).

Образец БЛГ-2 относится к среднезернистым бластомилонитизированным породам. Для этого образца получены несколько «пучков» с хорошей сходимостью. Для анализа и расчетов выбирались поля диаметром около 5-8 мм. Всего в шлифе было выделено 4 поля, для 3 из них получены хорошие определения значений давления и температуры.

Поле 3 образца БЛГ-2 представляет собой бластомилонитизированную богатую кварцем породу с узкой локальной зоной сдвиговой деформации (мощность зоны около 0.5 мм) рис. 3.22. Для парагенезиса Qu+Opx+Gr+Sil+Bt можно построить 12 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.22. Результаты a) термобарометрического исследования метасоматических пород. Обрацец БЛГ-2 поле 3. Участок Паленый; б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для этого поля получено 3 хороших определения с параметрами P=10-10.1 кбар, СКО 0.5-0.7 кбар и T=866-870°C, СКО 11-16°C. Параметры лучшего определения помещены в таблицу 3.3. Хорошую степень равновесности показывают небольшое изолированное зерно граната, полностью окруженное кварцем, край порфиробласта ортопироксена на контакте с полосой мелкозернистого кварц-ортопироксен-силлиманитового агрегата (зона сдвиговой деформации) и включение биотита в этом ортопироксене (Рис. 3.22.б).

**Поле 4** образца **БЛГ-2** представляет собой узкую локальную зону переотложения калия. В таких зонах к минералам, уже описанным в этом образце (Qu, Opx, Gr, Sil, Bt), добавляются калиевый полевой шпат и плагиоклаз альбитового состава. Эта зона, как и аналогичные ей, сложена ветвящимися жилами калишпата, силлиманита, ортопироксена, альбита и кварца с включениями зерен граната. Гранат, в случае его присутствия в этих зонах, почти всегда частично или полностью окружен Kfs-Ab каймами. Для парагенезиса Qu+Opx+Sil+Gr+Bt+Pl можно построить 23 минальные реакции, из них 5 линейно независимых.



**Рис. 3.23.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец БЛГ-2. Участок Паленый; б) ВЅЕ изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для этого локального участка (Рис.3.23.6) получено 8 хороших определений с параметрами Р=9.8-10.3 кбар, СКО 0.4-1 кбар и T=829-875°C, СКО 15-35°C, из них 4 лучших определения Р=10.2-10.3 кбар, СКО 0.4-0.5 кбар и T=862-869°C, СКО 15-18°C помещены в таблицу 3.3. Лучший результат показывает центральная часть порфиробласта граната, окруженного калишпат-альбитовой каймой, ортопироксен и биотит из ветвящихся калишпат-ортопироксеновых жил. Плагиоклаз представлен чистым альбитом.

**Поле 2с** образца **БЛГ-2** представляет собой узкую (0.1-0.2 мм) зону развития Opx-Sil-Qu ассоциации в порфиробласте граната (Рис. 3.24.6). Для парагенезиса Qu+Opx+Gr+Sil+Bt можно построить 12 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.24. а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец БЛГ-2 поле 2с. Участок Паленый; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Из них получено 4 хороших определений с параметрами P=10.7-10.8 кбар, СКО 0.4-1 кбар и T=872-886°C, СКО 9-21°C. Данные по двум лучшим определениям помещены в таблице 3.3. Все хорошие определения получены по реликтовым зернам граната внутри силлиманита, ортопироксену с силлиманитом из зоны развития Opx-Sil-Qu парагенезиса и биотиту из биотитсиллиманитового шва в кварце, расположенного в 1 мм от данного локального участка. Все анализы располагаются не более, чем в 2 мм друг от друга.

**Поле 26** образца **БЛГ-2** представляет собой локальную зону развития Opx-Sil симплектитов во внутренней части 2 мм порфиробласта граната. Для парагенезиса Qu+Opx+Gr+Sil+Bt можно построить 12 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.25. a) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец БЛГ-2 поле 2b. Участок Паленый; BSE б) изображение исследованного образца. Цифрами участка показаны номера анализов, использованные для расчета (a).

Всего получено 2 хороших определения с параметрами: P=10.1-10.2 кбар, СКО 0.8-0.9 кбар и T=842-845°C, СКО 16-19°C. Хорошие результаты показывают реликты граната в ортопироксене, ортопироксен из симплектитовых срастаний, а также биотит из биотитсиллиманитового прожилка.

Образцы **Б1024-97а** и **Б1024-97в** (уч. Наумиха) представляют собой бластомилонитизированные средне-крупнозернистые неравномернозернистые богатые кварцем

и плагиоклазом породы с ортопироксеном, гранатом, силлиманитом, биотитом и калиевым полевым шпатом. Для парагенезиса Qu+Pl+Opx+Gr+Bt+Sil, который присутствует в обоих образцах, можно построить 23 минальные реакции, из них 5 линейно независимых.

**Поле 1** образца **Б1024-97а** представляет собой участок крупнозернистой Gr-Opx-Pl породы (Рис. 3.26.б) в кварц-плагиоклазовом бластомилоните. Это поле сложено порфиробластами ортопироксена и граната, в матрице породы здесь преобладает плагиоклаз, а кварц слагает отдельные струи и гнезда. Гранат насыщен включениями кварца, биотита и циркона. Силлиманит встречается в плагиоклазе.



**Рис. 3.26.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород.Образец Б1024-97а. Участок Наумиха; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для данного поля получено 25 хороших определений с параметрами Р=9.8-10.8 кбар, СКО 0.7- 1 кбар и T=830-840°C, СКО 25-35°C. Из них 4 лучших определения с параметрами Р=10-10.2 кбар, СКО 0.7-0.8 кбар и T=833-836°C, СКО 25-27°C, два наиболее равновесных определения помещены в таблицу 3.3. Наиболее равновесны внутренняя и центральная части 2х3 мм порфиробласта граната, 2х3 мм порфиробласт ортопироксена (центр, внутренняя часть и край) и биотит, расположенный в матрице породы, плагиоклазы №31-35.

**Поле 2** образца **Б1024-97а** представляет собой кварц-плагиоклазовый бластомилонит с ортопироксеном, биотитом, силлиманитом и порфиробластами граната. В этом поле наблюдаются грубозернистые незакономерные (не симплектитовые) срастания ортопироксена и силлиманита (Рис.3.27.б).



**Рис. 3.27.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород.Образец Б1024-97а. Участок Наумиха; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для данного локального участка (Рис. 3.27.6) получено 3 хороших определения с параметрами Р=10.5-10.7 кбар, СКО 0.8 кбар и T=868-876°С, СКО 31-32°С. Хорошую сходимость демонстрирует край 2 мм порфиробласта граната, 1 мм зерно ортопироксена неправильной формы с включениями биотита, кварца и силлиманита, а также изолированные в кварце и плагиоклазе лейсты биотита, плагиоклазы №33-35.

**Поле 1** образца **Б1024-97в** представляет собой зону с незакономерным (не симплектитовым) взаимоотношением минералов (Рис. 3.28.6).



**Рис. 3.28.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б1024-97в. Участок Наумиха; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Получено 77 хороших определений с параметрами P=10.1-10.8 кбар, СКО 0.3-0.9 кбар и T=847-865°C, СКО 10-30°C. Из них 63 лучших определений с параметрами P=10.1-10.8 кбар, СКО 0.3-0.6 кбар и T=849-865°C, СКО 10-25°C. При такой большой выборке можно выделить группу самых равновесных определений: P=10.1-10.3 кбар, СКО 0.3 кбар и T=853-861°C, СКО 10-11°С. Данные по девяти самым равновесным составам помещены в таблицу 3.3. Все небольшому (~2-3 мм) хорошие определения получены ПО локальному участку, представленному на рис. 3.3.7.6. Лучшие степени равновесия показывают центральная и внутренняя части 1-2 мм порфиробласта граната, центральная часть 2 мм зерна ортопироксена неправильной формы с биотитовыми, кварцевыми и силлиманитовыми включениями и биотит. Биотиты высокотитанистые (4.5-5.2% TiO<sub>2</sub>), располагаются с краю порфиробласта граната, во включениях в ортопироксене, также они образуют цепочки или сеточки в плагиоклазе. Плагиоклазы №30-32.

**Поле 2** образца **Б1024-97в** демонстрирует собой зону развития грубозернистых незакономерных Opx-Sil срастаний в матрице породы и зону развития Opx-Sil симплектитов вокруг порфиробласта граната в богатом кварцем и плагиоклазом бластомилоните (Рис. 3.29.6).



**Рис. 3.29.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б1024-97в. Участок Наумиха; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для этой зоны получено 15 хороших определений с параметрами P=8.8-10 кбар, СКО 0.6-1 кбар и T=839-887°C, СКО 22-35°C, из них 6 лучших определений имеют параметры P=9.2-10 кбар, СКО 0.6-0.8 кбар и T=856-887°C, СКО 22-30°C. Два наиболее равновесных определения помещены в таблицу 3.3. Хорошие и лучшие определения получены по краевым и внутренним частям 2 мм порфиробласта граната, а также по изолированному в кварце 0.2 мм зерну граната, ортопироксену и биотиту из зоны ортопироксен-силлиманитовых симплектитов, развивающихся по порфиробласту граната, и плагиоклазам №30-34 из матрицы породы.

Образец **Б1021-16** представляет собой богатый кварцем и плагиоклазом бластомилонит с гранатом, ортопироксеном и силлиманитом, биотитом и калишпатом с участка Костариха. Для этих пород характерны как грубозернистые незакономерные (**Б1021-16\_F1**), так и симплектитовые (**Б1021-16\_F4**) срастания ортопироксена и силлиманита.

Для парагенезиса Qu+Pl+Opx+Gr+Bt+Sil с грубозернистыми, не симплектитовыми срастаниями минералов в поле 1 образца Б1021-16 получены 23 хорошо сходящихся минальных реакций, из них 5 линейно независимые.



**Рис. 3.30.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б1021-16. Участок Костариха; б) ВЅЕ изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для данного поля получено 23 хороших определения с параметрами P=10.7-11.9 кбар, СКО 0.3-1 кбар и T=895-923°C, СКО 8-30°C. Из них 11 лучших определений с параметрами P=10.7-11.4 кбар, СКО 0.3-0.7 кбар и T=905-923°C, СКО 8-23°C. Параметры двух самых равновесных определений помещены в таблицу 3.3. Все лучшие определения получены по изолированным в кварце и/или плагиоклазе минералам: гранату, ортопироксену и биотиту (Рис.3.30.б). Ортопироксен и силлиманит имеют прямые контакты. Именно для этого образца получены пиковые параметры давления. Параметры пикового «пучка» – 11.4 кбар (СКО 0.3) и 921°C (СКО 10°C) (Рис.3.30.а).

**Поле 4** образца **Б1021-16** представляет собой богатую кварцем зону с плагиоклазом, где 2 мм порфиробласт граната с многочисленными силлиманитовыми включениями частично замещается Opx-Sil симплектитамии (Рис.3.31.б). Для парагенезиса Qu+Gr+Opx+Sil+Pl+Bt можно построить 23 минальных реакции, из них 5 линейно независимые.



**Рис. 3.31**. а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б1021-16. Участок Наумиха; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для данного локального участка получено 17 хороших определений с Р=9.4-11.5 кбар, СКО 0.3-0.8 кбар и Т=841-874°С, СКО 13-29°С. Из них 10 лучших определений с Р=9.6-10.7 кбар, СКО 0.3-0.7 кбар и Т=845-874°С, СКО 13-25°С. Данные по четырем наиболее равновесным определениям Р-Т параметров помещены в таблицу 3.3. Лучшее равновесие показывают центральная и внутренняя части 3 мм порфиробласта граната, ортопироксен из ортопироксен-силлиманитовых симплектитов, развивающихся по гранату, и биотит из плагиоклаз-калишпатового прожилка в матрице породы. Плагиоклазы №20-26.

Образец **Б1121-12** представляет собой богатую кварцем и плагиоклазом бластомилонитизированную породу с гранатом, ортопироксеном, биотитом, силлиманитом, калиевым полевым шпатом и отчетливо поздним кордиеритом. Кордиерит развит локально в виде кордиерит-кварцевых срастаний. Исследовались участки породы, не содержащие позднего кордиерита, в которых ортопироксен находится в равновесии с силлиманитом (зерна этих двух минералов имеют прямые контакты).

Парагенезис Pl+Gr+Bt+Qu+Opx+Sil позволяет построить 23 минальные реакции, из них 5 реакций линейно независимые.



Рис. 3.32. a) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б1121-12. Участок Костариха. Минальные реакции см. Рис. 3.31; б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера

Для локального участка (Рис. 3.32.6) получено 26 хороших определений с параметрами P=8.7-10.9 кбар, СКО 0.4-0.8 кбар и T=894-917°С, СКО 12-30°С. Из них 16 лучших определений имеют параметры P=9.2-10.4 кбар, СКО 0.4-0.7 кбар и T=895-917°С, СКО 12-23°С. Десять наиболее равновесных определений P-T параметров помещены в таблицу 3.3. Хорошие результаты показывает одна локальная зона, сложенная ленточным кварцем с силлиманитом и порфиробластами ортопироксена и граната. Порфиробласты граната и ортопироксена находятся на расстоянии 0.7 см друг от друга в пределах одной зоны (на рис. 3.32 порфиробласт ортопироксена не показан). Лучшие результаты показывают центральные части 0.5 мм порфиробластов граната и ортопироксена, биотит из матрицы породы, плагиоклаз №23-28.

#### Метасоматиты, богатые кварцем с Орх и Crd

Для кордиеритсодержащих метасоматитов с парагенезисом Opx+Crd+Bt+Sil+Qu±Pl возможно построение 16 минальных реакций, из них **4 линейно независимые.** Обменная реакция между кордиеритом и биотитом (3fCrd+2Phl=3Crd+2Ann) сильно зависит от колебаний состава минералов, даже незначительных (в пределах чувствительности микрозонда). Из-за этого довольно часто линия этой реакции выходит за пределы выбранного поля в P-T пространстве. Отсутствие в «пучке» линии этой реакции не играет существенной роли из-за того, что эта реакция является зависимой. Таким образом, в большинстве случаев минальных реакций будет 15, из них 4 линейно независимые.

Образцы **Л4-2а** и **Л4-26** представляют собой бластомилонитизированные кварциты, расположенные на границе с железо-магнезиальными породами (базификатами). Они сложены ортопироксеном, кордиеритом, силлиманитом, биотитом, кварцем и содержат рудные минералы (до 15%). В этих породах кордиерит образует "рубашки" вокруг силлиманита, что может быть петрологическим свидетельством снижения P-T параметров при переходе от равновесного Opx-Sil-Qu парагенезиса к кордиерит-содержащим парагенезисам.

В образце **Л4-2а** для парагенезиса Qu+Crd+Opx+Sil+Bt построено 15 минальных реакций, из которых 4 линейно независимые.



Рис. 3.33.

Результаты термобарометрическог исследования метасоматических пород. Образец Л4-2а. Участок Паленый; б) **BSE** изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для образца Л4-2а получено 12 хороших определений с параметрами Р=9.2-10 кбар, СКО 0.2-0.6 кбар и T=841-951°C, СКО 15-30°C. Из них 4 лучших с параметрами Р=9.6-10 кбар, СКО 0.2-0.4 кбар и T=889-951°C, СКО 15-19°C. Три наиболее равновесных определения помещены в таблицу 3.3. Анализируя полученные результаты, привлекает внимание тот факт, что максимальные температуры получены по центральным и внутренним частям порфиробласта ортопироксена, а минимальные температуры – по внутренним и краевым частям порфиробласта. Кордиерит и биотит, использованные в расчетах, расположены в окружении порфиробласта ортопироксена. Лучшую степень равновесия показывает краевая часть порфиробласта (Рис. 3.33.6). Из анализа этих двух групп парагенезисов можно сделать предположение о постепенном остывании породы по мере роста порфиробласта ортопироксена.

Для парагенезиса Qu+Crd+Opx+Sil+Bt образца **Л4-26** можно построить 16 минальных реакций, из которых 4 линейно независимые.



Рис. 3.34. а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Л4-2б. Участок Паленый; б) **BSE** изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Всего получено 4 хороших результата с параметрами Р=9.1-9.7 кбар, СКО 0.2-0.5 кбар и T=832-892°C, СКО 8-34°C. Лучшую степень равновесия показывают центральная часть 0.8 мм и краевая часть 1.5 мм порфиробластов ортопироксена, кордиерит и биотит, расположенные

рядом с порфиробластами. Лучший результат, занесенный в таблицу 3.3, имеет самые низкие Р-Т параметры среди хороших определений и получен по краевой части порфиробласта (Рис. 3.34.6). Лучшее определение получено с использованием всех 16 возможных минальных реакций (Рис. 3.34.а).

# Fe-Mg метасоматиты с Орх и Gr

<u>Образец **Б801-56**</u> представляет собой яркий пример метасоматических железомагнезиальных крупно-гигантозернистых силлиманитсодержащих гиперстен-гранатовых пород с кварцевыми гнездами и сульфидами. Порфиробласты граната в этих породах могут достигать в диаметре 13-15 см, ортопироксена – 10 см. Также этих породах широкое распространение получают разнообразные симплектиты.

Для определения параметров образования этих пород были отобраны анализы только матричных минералов, исключая поздние симплектитовые образования и края порфиробластов. Был проанализирован 1 см порфиробласт граната, 5 мм порфиробласт ортопироксена и биотит из ортопироксен-биотитовой зоны с плагиоклазом и силлиманитом, расположенной между выбранными порфиробластами. Для парагенезиса Gr+Opx+Bt+Sil+Pl+Qu можно построить 23 минальных реакции, из них 5 линейно независимые.



#### Рис.3.35.

Результаты a) термобарометрическо го исследования железомагнезиальных метасоматических пород. Черные точки средневзвешенные центры хороших и лучших определений образца. Образец Б801-56. Участок Паленый; б) изображение исследованного участка образца в проходящем свете. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а); в) Результат термобарометрическо

го исследования

железо-магнезиальных метасоматических пород. Пиковые параметры по температуре; г) изображение исследованного участка образца в проходящем свете. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (в).

Всего получено 176 хороших определений с параметрами P=10.3-11.9 кбар, СКО 0-0.9 кбар и T=905-961°C, СКО 2-30°C. Из них 132 лучших определения с параметрами P=10.4-11.7 кбар, СКО 0-0.7 кбар и T=905-961°C, СКО 2-25°C. При такой большой выборке можно выделить 9 самых равновесных определений с параметрами P=10.9-11.1 кбар, СКО 0-0.1 кбар и T=925-961°C, СКО 2-5°C, именно они и помещены в таблицу 3.3.

Хорошие и лучшие определения параметров получены по центральным и внутренним частям порфиробласта граната (не ближе 1 мм от края зерна), центральным и внутренним частям порфиробласта ортопироксена (не ближе 0.5-1 мм от края зерна), биотиту из зон между порфиробластами и из включений в порфиробласте ортопироксена. Плагиоклаз (№28-33) около порфиробласта граната. Все хорошие и лучшие определения образуют компактное облако вокруг самого лучшего определения (Рис. 3.35.а), что лишний раз свидетельствует о достижении устойчивого равновесия в данном образце. Результат термобарометрического исследования с пиковыми параметрами по температуре представлены на Рис. 3.35в,г.

В том же образце <u>**Б801-56**</u> рассмотрим небольшой локальный участок (<u>поле 2</u>) с небольшим 2 мм порфиробластом граната, окруженным плагиоклаз-биотитовым агрегатом с ортопироксеном, расположенный в кварцевом прожилке. Порфиробласт имеет S-образную форму (структура снежного кома), свидетельствующую об образовании порфиробласта во время сдвиговых деформаций. На одном из «хвостов» S структуры образовались ортопироксенсиллиманитовые симплектиты (Рис. 3.36.б). Была сделана вполне удачная попытка определить параметры образования этих симплектитов. Схематичная запись реакции симплектитообразования выглядит так: Gr+Qu→Opx+Sil. Парагенезис Pl+Qu+Gr+Opx+Sil дает очень хорошее схождение 13 минальных реакций, из которых 4 линейно независимые.



Рис. 3.36. Результаты a) термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б801-56. Участок Паленый; б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Всего получено 7 лучших определений с параметрами P=8.9-9.3 кбар, СКО 0.1-0.4 кбар и T=832-848°C, СКО 4-22°C. Три наиболее равновесных определения помещены в таблицу 3.3. Все лучшие определения получены по анализам внутренней и центральных частей 1 мм

порфиробласта граната, ортопироксена из Opx-Sil симплектитов и плагиоклазам (№27-31) из оторочки порфиробласта граната. Лучшую степень равновесия показывают анализы из внутренней части порфиробласта граната. Биотит не равновесен: по всей видимости, он образовался на более раннем этапе формирования породы, до образования симплектитов, о чем могут свидетельствовать равновесные взаимоотношения с матричными минералами (см. описание обр. Б801-56).

На основании полученных данных для матричных (Б801-56) и для симплектитовых парагенезисов (Б801-56\_F2) можно построить тренд изменения P-T параметров для данной породы. Так, основная матрица породы образовалась при параметрах P=10.9-11.1 кбар и T=925-961°C, по мере остывания и эксгумации образуются Opx-Sil симплектиты вокруг порфиробластов граната при параметрах P=9-9.3 кбар и T=834-841°C (Рис. 3.37).



Рис. 3.37. Распределение средневзвешенных центров хороших и лучших определений Р-Т параметров для обр. Б801-56. Стрелка – тренд эволюции параметров при образовании Орх-Sil симплектитов.

# Fe-Mg метасоматиты с Орх и Crd

Образец **Б1021-12** представляет собой среднезернистые железо-магнезиальные кварцсиллиманит-плагиоклаз-биотит-кордиерит-ортопироксеновые породы с неравномерным распределением минералов. В этом образце можно обнаружить как прямые контакты зерен ортопироксена и силлиманита, так и образование кордиеритовых рубашек вокруг силлиманита (на Рис. 3.38.6 есть оба варианта). Для расчетов выбран парагенезис Орх+Crd+Pl+Qu+Bt+Sil, который дает возможность построить 15 минальных реакций, из которых 4 линейно независимые.



**Рис. 3.38.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б1021-12. Участок Костариха; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для локального поля (Рис. 3.38.б) получено 4 хороших определения с параметрами Р=9.3-9.5 кбар, СКО 0.5 кбар и Т=858-881°С, СКО 32°С. Все четыре хороших определения помещены в таблицу 3.3. Хорошие результаты показывают внутренняя и краевая части порфиробласта ортопироксена рядом с включением силлиманита (в кордиеритовой «рубашке»), включение биотита в ортопироксене и кордиерит из матрицы породы.

Образец **Б1021-13-1** представляет собой среднезернистые плагиоклаз-силлиманит-кварцортопироксен-кордиеритовые породы с неравномерным распределением минералов. В образце присутствует около 10% рудных минералов. Для парагенезиса Crd+Opx+Qu+Bt+Sil+Pl можно построить 15 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



**Рис. 3.39.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б1021-13-1. Участок Костариха; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Для локального поля рис.3.39.6 получено 3 хороших определения с параметрами P=9.3-9.6 кбар, СКО 0.6 кбар и T=866-896°C, СКО 37-39°C. Два наиболее равновесных определения помещены в таблицу 3.3. Хорошие результаты показывают краевые части 1 мм порфиробласта ортопироксена, биотит (включение в ортопироксене), кордиерит из матрицы породы. В данных определениях довольно большое значение СКО по температуре, но полученные параметры близки к определениям для аналогичных по составу породах (Л4-2а и Л4-2б), что подтверждает неслучайный характер полученных данных.

#### Fe-Mg метасоматиты с парагенезисом Gr и Crd

Образец **Б1121-10** представляет собой средне-крупнозернистые железо-магнезиальные породы с крупными порфиробластами граната (часто с включениями ориентированного силлиманита), вокруг которых развиваются кордиеритовые каймы. В редких случаях ортопироксен образует тонкие, прерывистые поздние оторочки вокруг кордиеритовой каймы, развивающейся по гранату. Минералы в породе распределены неравномерно. В породе присутствуют кварцевые и Sil-Gr-Bt-Crd жилы и прожилки. Для термобарометрического исследования был выбран полиминеральный участок без ортопироксена (Рис. 3.40.6). Для парагенезиса Crd+Gr+Bt+Qu+Sil можно построить 7 минальных реакций, из них 3 линейно независимые.



Рис. 3.40.

a) Результаты термобарометрическог 0 исследования метасоматических пород. Образец Б1121-10. Участок Костариха; б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны анализов, номера использованные для расчета (а).

Для локального поля (Рис.3.40.6) получены 2 лучших определения с параметрами P=8.3-8.4 кбар, СКО 0.3-0.4 кбар и T=750-756°C, СКО 5-8°C, они помещены в таблицу 3.3. Лучшие результаты показывает край 1 мм порфиробласта граната, биотит из окружения этого порфиробласта и кордиерит из Sil-Bt-Crd прожилка в 0.3 мм от порфиробласта граната. Также для этого образца получена серия определений с близкими параметрами P=8.3-8.5 и T=750-763°C, менее надежных по степени равновесия. Такие статистические данные могут служить еще одним подтверждением надежности полученных лучших результатов. Образец **Б1021-26-2** представляет собой средне-крупнозернистые железо-магнезиальные породы с плагиоклазом, гранатом, кордиеритом, биотитом, силлиманитом, кварцем и отчетливо поздним ортопироксеном. Ортопироксен развивается по биотиту и не входит в парагенезис. Силлиманит образует включения в порфиробластах граната, а также зерна неправильной формы (реликты) в кордиерите. Для расчетов был выбран парагенезис Gr+Crd+Pl+Bt+Qu+Sil, он позволяет построить 15 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



**Рис. 3.41.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б1021-26-2. Участок Костариха; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а)

Всего для локального поля рис.3.41.6 получено 14 хороших определений с параметрами P=7.5-8.2 кбар, СКО 0.2-0.5 кбар и T=656-710°C, СКО 9-30°C. Из них 10 лучших определений с теми же параметрами, но со СКО до 20°C и 0.4 кбар. В таблицу 3.3 помещены шесть наиболее равновесных определений. Лучшие результаты демонстрируют краевые части порфиробласта граната, небольшое зерно граната в кордиеритовой матрице и новообразованные мелкие (20-50 мкм) кристаллы граната, кордиерит из матрицы породы, включение биотита в порфиробласте граната и редкие зерна плагиоклаза (№23-30) в матрице породы совместно с кордиеритом.

# Fe-Mg метасоматиты с поздним Crd в симплектитах

Образец **Б801-91** представляет собой метасоматические железо-магнезиальные крупногигантозернистые гиперстен-гранатовые породы с коронами из кордиерит-ортопироксеновых симплектитов вокруг порфиробластов граната (Рис.3.42.а.). Силлиманит в данном образце окружен кордиеритовыми «рубашками» и принадлежит к раннему парагенезису. Железомагнезиальную породу пересекает кварцевая жила, на ее контакте с биотитом образуется
поздний ортопироксен (Рис. 3.42.б.). Для парагенезиса Gr+Opx+Crd+Qu можно построить 19 минальных реакций, из них 4 линейно независимые.



Рис. 3.42. ВSE изображения исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета рис.3.3.21.

Рис. 3.43. Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б801-91. Уч. Паленый.

Для этого образца получены 2 хороших определения с параметрами P=8.7 кбар, СКО 0.8 кбар и T=703-708°C, СКО 28-34°C. Хорошее равновесие показывает край 5 мм порфиробласта граната, окруженного ортопироксен-кордиеритовыми симплектитами, кордиерит из этих симплектитов и ортопироксен, образующийся по биотиту, кварц. Биотит не равновесен. Исследованный парагенезис явно поздний и образовался на заключительном этапе эволюции данной породы.

Участок F1c образца Б801-56 (крупно-гигантозернистая ортопироксен-гранатовая железо-магнезиальная порода) представляет собой участок развития ортопироксенсапфириновых и ортопироксен-сапфирин-кордиеритовых симплектитов по краю крупного граната. К сожалению, в базе порфиробласта данных отсутствует сапфирин И термобарометрические исследования этих симплектитов проведены без участия этого минерала. Для парагенезиса Opx+Gr+Crd+Bt+Pl можно построить 21 минальную реакцию, из них 5 линейно независимых.



**Рис. 3.44.** а) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б801-56\_F1с. Участок Паленый; б) ВSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные для расчета (а).

Всего для локального участка (Рис. 3.44.6) получено 1 определение с параметрами Р=6.4 кбар, СКО=1.4 кбар и T=757°C, СКО 33°C. Также для данного локального участка получена серия определений со схожими параметрами, но с худшей степенью сходимости. Учитывая достаточно компактное пересечение минальных реакций в Р-Т координатах, участие кордиерита в расчетах и статистическую повторяемость результата такое определение можно назвать приемлемым. Приемлемый результат получен по краю сантиметрового порфиробласта граната, биотиту, замещающему порфиробласт граната, а также ортопироксену и кордиериту из ортопироксен-сапфирин-кордиеритовых симплектитов.

**Поле F1a** образца **Б801-56** (крупно-гигантозернистая ортопироксен-гранатовая железомагнезиальная порода) представляет собой локальную зону развития ортопироксенкордиеритовых симплектитов по гранату. Парагенезис Gr+Pl+Opx+Crd дает хорошее схождение 13-ти минальных реакций, из них 4 – линейно независимые.



Рис. 3.45. a) Результаты термобарометрического исследования метасоматических пород. Образец Б801-56. Участок Паленый; б) BSE изображение исследованного участка образца. Цифрами показаны номера анализов, использованные лля расчета (а).

110

Всего для локальной зоны (Рис. 3.45.6) получено 1 хорошее определение с параметрами: P=5.5 кбар, СКО 0.8 кбар и T=666°С, СКО 14°С. Хорошее определение помещено в таблицу 3.3. Также для данного локального участка получено три приемлемых определения с близкими параметрами P=5.2-5.5 кбар, СКО 0.9-1.1 кбар и T=664-666°С, СКО 18-28°С. Такие определения могут служить статистическим подтверждением достоверности полученного результата. Хорошее равновесие демонстрирует краевая часть 1 см порфиробласта граната, ортопироксен и кордиерит из симплектитовых срастаний по этому гранату, плагиоклаз (№30) из зоны между симплектитами и порфиробластом ортопироксена. Биотит не равновесен.

Реакция симплектитообразования схематично выглядит следующим образом: Gr+Qu→Opx+Crd. Равновесие реакции смещается вправо при понижении давления и/или температуры. Этот тип симплектитов позволяет говорить о снижении давления и температур при метасоматозе на заключительных стадиях, что подтверждается и термобарометрическими данными.

Итак, в таблице 3.3 представлены результаты термобарометрического исследования парагенезисов метасоматических пород. Приведенные результаты дают основание считать, что давление при образовании метасоматитов было больше, чем при формировании парагенезисов вмещающих метаморфических пород (см. главы 3.2 и 3.3).

Образец	Участок	Порода	Парагенезис	IR	n	Р,кбар	СКО	T,°C	СКО		
	Метасоматиты, богатые кварцем с Орх, Sil, Gr (9.8 – 11.4 кбар, 830– 920 °C)										
БЛГ-2_	Паленый	Средне-крупнозернистый кварцевый	<u>QuOpxSilGrBt</u>	4	1	10.1	0.5	870	11		
F3		бластомиллонит									
БЛГ-2_	Паленый	Зона обогащения Bt, Kfs и Орх в кварцевом	<u>Qu</u> Kfs <u>OpxSilBtGrPl</u>	5	4	10.2-10.3	0.4-0.5	862-869	15-18		
F4		бластомилоните									
БЛГ-2_	Паленый	Зона развития Орх-Sil-Qu, рассекающая гранат в	<u>QuOpxGrSilBt</u> Kfs	4	2	10.8	0.4-0.6	878-880	9-12		
F2c		средне-крупнозернистом кварцевом									
		бластомиллоните									
Б1024-	Наумиха	Участок крупнозернистой Gr-Opx-Pl породы в	<u>PlOpxGrQuBtSil</u>	5	2	10.2	0.7	833-836	25-27		
97a_F1		кварцевом бластомиллоните									
Б1024-	Наумиха	Средне-крупнозернистый Gr-Opx-Pl-кварцевый	<u>QuPlOpxGrBtSil</u>	5	2	10.7	0.8	868	31		
97aF2		бластомиллонит									
Б1024-	Наумиха	Средне-крупнозернистый Gr-Орх- РІ-кварцевый	<u>QuPlOpxGrBtSil</u>	5	9	10.1-10.3	0.3	853-861	10-11		
<u>97в_</u> F1		бластомиллонит									
Б1021-	Костариха	Средне-крупнозернистый богатый кварцем	<u>QuPlOpxGrSilBt</u> Kfs	5	2	11.2-11.4	0.3	908-921	8-10		
16_F1		бластомиллонит									
Б1121-12	Костариха	Среднезернистый Gr-Opx-Pl-кварцевый	<u>QuPlGrOpxBtSil</u>	5	10	9.8-10.4	0.4-0.5	903-914	12-20		
		бластомиллонит									
	1	<b>Орх-Sil симплектиты в богатых кварцем м</b>	етасоматитах (9.7-10.	7 кба	p, 85	0-880°C)	1				
БЛГ-2_	Паленый	Средне-крупнозернистй Gr-Opx-кварцевый	<u>QuOpxGrSilBt</u>	4	1	10.2	0.8	845	16		
F2b		бластомиллонит с Opx-Sil симплектитом по									
		гранату									
Б1024-	Наумиха	Средне-крупнозернистй Gr-Opx-Pl-кварцевый	<u>QuPlGrOpxBtSil</u>	5	2	9.7-10.0	0.6	885-878	22		
97в_F2		бластомиллонит с Opx-Sil симплектитом по									
		гранату									
Б1021-	Костариха	Средне-крупнозернистй Gr-Opx-Pl-кварцевый	<u>QuPlOpxGrSilBt</u> Kfs	5	4	9.9-10.7	0.3-0.5	867-874	13-20		
16_F4		бластомиллонит с Opx-Sil симплектитом по									
		гранату									
Богатые кварцем метасоматиты с Орх и Crd (9.9-9.2кбар, 930-840°С)											

Таблица 3.3. Р-Т параметры образования метасоматических пород (метасоматоз, сопряженный с метаморфизмом М2).

	Л4-2а	Паленый	Среднезернистый кварцевый бластомилонит с	QuOpqCrdOpxBtSil	4	3	9.9-9.6	0.2-0.3	889-929	15-16
			Ста и сульфидами							
	Л4-2б	Паленый	Среднезернистый кварцевый бластомилонит с	<u>QuOpx</u> Opq <u>CrdBtSil</u>	4	1	9.2	0.2	841	8
			Crd и сульфидами							
	Fe-Mg метасоматиты с Орх и Gr (10.9-11.1 кбар, 930-960°С)									-
	Б801-56	Паленый	Крупнозернистая Орх-Gr порода	<u>GrOpxBtSilPlQu</u>	5	9	10.9-11.1	0-0.1	925-961	2-5
			Opx-Sil симплектиты в Fe-Mg метасомат	гитах с Орх и Gr (9-9.3	кбар	, 830-	•850°C)			
	Б801-	Паленый	Участок с Opx-Sil симплектитами по гранату в	QuPlBtGrOpxSil	4	3	9.0-9.3	0.1-0.2	834-841	4-13
	56_F2		крупнозернистой Opx-Gr породе							
			<b>Fe-Mg метасоматиты</b> с Орх и	Crd 9.5-9.3кбар, 880-80	60°C)					
	Б1021-12	Костариха	Среднезернистая Crd-Opx порода	<u>OpxPlCrdQuBtSil</u> Kfs	4	4	9.5-9.3	0.5	858-881	32
	Б1021-13-1	Костариха	Средне-крупнозернистая Crd-Орх порода с	OpxCrdPlQuSilBtOpq	4	2	9.4-9.3	0.6	866-875	37-38
			сульфидами	Kfs						
			<b>Fe-Mg метасоматиты</b> с парагенезисо	м Gr и Crd ( <b>8.4-7.9кбар</b>	, 760-	-680°	C)			
ĺ	Б1121-10	Костариха	Средне-крупнозернистая Crd-Gr порода	GrCrdBtQuSilOpx	3	2	8.3-8.4	0.3-0.4	750-756	5-8
		_		Opq						
	<b>E</b> 4004.06					6			(0010	0.10
	Б1021-26-	Костариха	Средне-крупнозернистая Gr-Crd порода	CrdGrBtS1lPlQu	4	6	7.9-8.2	0.2	680-710	9-13
	2									
ĺ				⊥ иппектитах ( <b>8</b> 7–55 кб	ian 7	60 6	570 °C)			
	F001 01	Πv			ap, 1			0.0	702 700	20.24
	Б801-91	Паленыи	Орх-Ста симплектит по гранату в крупно-	GrOpxCrdQuBt	4	2	8./	0.8	/03-/08	28-34
			гигантозернистой Орх-Gr породе							
	Б801-	Паленый	Vчасток Opx-Crd-Sap симлектита по гранату в	OpxGrCrdSapPlBt	5	1	64	14	757	33
	56 F1c	110010110111	крупно-гигантозернистых Орх-Gr породах	<u>opnorora</u> oup <u>ribt</u>	Ũ	1	0.1	1.1	, , ,	55
			-r, , with coop printer but open of help of with							
	Б801-	Паленый	Орх-Сгd симплектит по гранату в крупно-	GrOpxCrdPlBt	4	1	5.5	0.8	666	14
	56_F1a		гигантозернистой Opx-Gr породе							
		1		1	1	1	1	1	1	

<u>Примечание</u>: Использованные для расчета «пучков» минералы подчеркнуты, п – число наиболее равновесных «пучков».

Таким образом, на основании термобарометрии метасоматических пород с ортопироксеном и силлиманитом методом TWEEQU устанавливаются пиковые условия метасоматического окварцевания (кислотное выщелачивание) и сопряженного с ним в пространстве комплементарного Fe-Mg метасоматоза в зонах наиболее интенсивных сдвиговых деформаций (T=840-960°C, P=9.8-11.4 кбар). На постпиковом этапе формировались присутствующие фрагментарно и в подчиненном количестве богатые кварцем метасоматиты с ортопироксеном и кордиеритом (9.9-9.2кбар, 930-840°C), а также железо-магнезиальные ортопироксеновые метасоматиты с кордиеритом (9.5-9.3 кбар, 880-860°C) и с парагенезисом Gr+Crd (8.4-7.9 кбар и 755-680°C).

#### 3.4. Р-Т эволюция пород

В НР-гранулитах стадии метаморфизма M2 (глава 3.2.2) сохранились анклавы более ранних гранулитов, несущих информацию о параметрах раннего свекофеннского метаморфизма M1 (глава 3.2.1). Хотя гранулиты в этих анклавах и находились при новых НТ/НР условиях, они не были подвержены интенсивной флюидной переработке стадии М2 и, поэтому, сохранили информацию о параметрах раннего свекофеннского метаморфизма M1. Эти ранние гранулиты характеризуются параметрами 6-6.7 кбар и 800-890°С (табл. 3.1) и располагаются в РТ-области умереннобарического гранулитового метаморфизма (Рис. 3.46). Гранулитовые преимущественное кристаллические сланцы, имеющие распространение в Порьегубском покрове, формировались в результате компрессии и разогрева при давлениях 8.1-9.1 кбар и температурах 770-860°C (M2) (табл. 3.2) и располагаются в высокобарической области гранулитового метаморфизма (Рис. 3.46).



Под воздействием горячих флюидов метаморфические породы, расположенные на границе с зоной метасоматоза, перекристаллизовываются и параметры могут достигать пиковых

значений (близких к параметрам образования метасоматитов): 9.4-11.3 кбар и 820-900°С (Рис. 3.46, табл. 3.2). В зонах метасоматоза, сопряженного с метаморфизмом М2, где индикатором высоких Р и Т является парагенезис Opx+Sil+Qu, при формировании богатых кварцем пород (кислотное выщелачивание) достигались максимально высокие, пиковые значения давлений и температур: 9.8-11.4 кбар и 830-920°С (Рис. 3.46, табл. 3.3). Начало образования Fe-Mg метасоматических Bt-Opx-Gr (без кордиерита) пород (базификатов) происходило также при пиковых параметрах 10.9-11.1 кбар и 930-960°С (Рис. 3.46, табл. 3.3). После достижения пиковых Р и Т происходит образование серии метасоматических кордиеритсодержащих пород (и богатых кварцем, и железо-магнезиальных), процесс проходил на фоне плавных декомпрессии и охлаждении до 9.9 - 7.9 кбар, 930-680°С (Рис. 3.46, табл. 3.3). Развитие поздних реакционных структур замещения граната и парагенезиса ортопироксен+силлиманит кордиеритсодержащими симплектитами происходит при изотермической декомпрессии с 8.7 кбар и 700-710°С до 5.5 кбар и 760-670°С (Рис. 3.46, табл. 3.3). Регрессивный этап эволюции заканчивается в области амфиболитовой фации (Рис. 3.46).

Повышение Р-Т параметров во время свекофеннского покровообразования и метаморфизма М2, особенно в зонах наиболее интенсивных сдвиговых деформаций с метасоматическими породами, подтверждает существующие представления (Глебовицкий и др., 1997; 2009; Ранний докембрий..., 2005) о компрессионном эффекте коллизии.

Обращает на себя внимание положение параметров «пучков» метасоматитов с кордиерит-содержащими парагенезисами на схеме минеральных фаций (Рис. 3.46). Видно, что точки лучших определений ложатся на линию реакции Opx+Sil+Qu→Gr+Crd. Такое расположение точек на схеме минеральных фаций хорошо согласуется с тем, что во всех образцах этой группы имеются и прямые контакты ортопироксена с силлиманитом, и кордиеритовые «рубашки» вокруг силлиманита. Равновесие этой реакции смещается вправо при понижении давления и/или температуры.

Таким образом, методом TWEEQU реконструирован тренд изменения P-T параметров свекофеннского коллизионного метаморфизма и сопряженного метасоматоза в Колвицко-Умбинском фрагменте Лапландского гранулитового пояса. Установлено, что гранулитовые кристаллические сланцы формировались в результате компрессии и разогрева при давлениях 8.1-9.1 кбар и температурах 770-860°C (M2). Вне зон интенсивного флюидного воздействия стадии M2 в HP-гранулитах (M2) сохранились анклавы с информацией о параметрах раннего свекофеннского метаморфизма M1 (6-6.7 кбар и 800-890°C). В зонах метасоматоза, сопряженного с метаморфизмом M2 при формировании богатых кварцем пород (кислотное выщелачивание) и сопряженных с ними в пространстве комплементарных Fe-Mg пород достигались максимально высокие, пиковые значения давлений и температур (9.8-11.4 кбар и 830-960°С). После достижения пиковых Р и Т проходила изотермическая декомпрессия (9.7-9.2 кб, 840-925°С), а затем – декомпрессия и охлаждение до 6.3-5.5 кбар и 825-670°С. Повышение Р-Т параметров во время свекофеннского покровообразования и метаморфизма М2, особенно в зонах наиболее интенсивных сдвиговых деформаций с метасоматическими породами, подтверждает существующие представления о компрессионном эффекте коллизии.

## ГЛАВА 4. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СОСТАВ ФЛЮИДА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И МЕТАСОМАТОЗЕ

Химический состав флюидов при гранулитовом метаморфизме многие десятилетия остается предметом незавершенных дискуссий. На протяжении длительного периода времени для гранулитового метаморфизма предполагался флюид  $H_2O-CO_2$  с низкой активностью воды за счет очень высокого содержания углекислоты (например, Newton et. al, 1980; Touret, 1981; Janardhan et.al, 1982). Позже стало активно развиваться представление о водно-солевом флюиде с низким содержанием углекислоты, в котором низкая активность  $H_2O$  связана с повышенным содержанием солей (Aranovich, Newton, 1996, 1997; Newton et.al, 1998; Newton, Manning, 2000; Аранович, 2007; Newton, Manning, 2010; Кориковский, Аранович, 2010; Aranovich et.al, 2013; Newton et.al, 2014).

Для того, чтобы получить информацию об источнике происхождения флюидов и их химическом составе, для метасоматических пород были проведены исследования изотопного состава кислорода породообразующих минералов, изотопного состава углерода графита и изотопного состава аргона во включениях минералов, а также выполнены расчеты величин активности воды по равновесным минеральным парагенезисам методом TWEEQU.

Важно подчеркнуть, что перечисленными методами исследовались одни и те же образцы из двух главных типов метасоматических пород с одинаковым парагенезисом (Qu+Opx+Sil+Gr±Bt): богатые кварцем породы и железо-магнезиальные ортопироксенгранатовые породы.

#### 4.1. Изотопно-геохимические исследования

#### 4.1.1. Изотопный состав кислорода в метасоматических породах

Для того, чтобы попытаться выяснить источник происхождения флюидов, сопровождавших метасоматоз в гранулитах, оценить температурные условия и количество флюида в зонах фильтрации, выполнено исследование содержания стабильных изотопов кислорода в породах и породообразующих минералах (например, Valley, 1986, 2001) метасоматических пород.

Для изотопного анализа были выбраны семь образцов метасоматических пород, содержащих высокобарную ассоциацию с гранатом, ортопироксеном, силлиманитом и кварцем, характеристики которых были приведены выше в главах 2 и 3.

Мономинеральные фракции сосуществующих минералов отбирались путем магнитной сепарации и разделением в тяжелых жидкостях. Окончательная отборка проводилась вручную под бинокулярным микроскопом. Чистота отборок контролировалась с помощью рентгенофазового анализа и она составляла не менее 96%. Измерения изотопного состава кислорода проведены в виде газа О<sub>2</sub>, который выделяли из навесок силикатных минералов методом фторирования с использованием пентафторида брома. Полученные величины  $\delta^{18}$ О приведены в табл. 4.1 в промилле (‰) относительно V-SMOW. В процессе работы производились измерения международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит), значения  $\delta^{18}$ О которых были близки к рекомендованным (+9.6 и +5.1‰ соответственно). Воспроизводимость индивидуальных определений величины  $\delta^{18}$ O в параллельных пробах была не хуже ±0.3‰ (2 $\sigma$ ). Навески минералов при фторировании составляли 10 мг для кварца, размеры навесок остальных минералов рассчитывались таким образом, чтобы количество кислорода было таким же, как в 10 мг кварца. При разложении всех минералов был получен 95–98% выход кислорода. Исключением являлся силлиманит: выход O<sub>2</sub> при его разложении, как правило, не превышал 70% вследствие образования во время реакции фазы Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что было подтверждено рентгенофазовыми исследованиями. Тем не менее, значения  $\delta^{18}$ O, полученные для силлиманита, приводятся в табл. 4, но в дальнейших расчетах эти данные не использовались. Методика измерений приведена в публикациях (Аранович и др. 2010). Масс-спектрометрические измерения изотопного состава кислорода выполнены Е.О. Дубининой (ИГЕМ РАН) на масс-спектрометре DELTAplus (Thermo, Finnigann), а расчеты соотношения флюид/порода по модели Тэйлора (Taylor, 1977) и обсуждение результатов, в котором автор диссертации принимал участие, выполнены Е.О. Дубининой и Л.Я Арановичем (ИГЕМ РАН).

## Результаты и обсуждение

Для гранулитов, вмещающих метасоматиты, величины  $\delta^{18}O_{WR}$  были определены аналитически по породам в целом, но для метасоматических пород, в силу их крупнозернистости и зонального строения, величины  $\delta^{18}O_{WR}$  были рассчитаны (Аранович и др, 2009, 2010). Модальный состав исследованных образцов оценен с помощью подсчета зерен минералов в шлифах и выражен в мольных долях кислорода, приходящихся на каждый минерал (Аранович и др, 2009, 2010). Дальше рассчитывались значения  $\delta^{18}O_{WR}$  для метасоматических пород по значениям  $\delta^{18}O$  сосуществующих минералов и данным по объемным соотношениям минералов в образцах, пересчитанных с учетом мольных объемов минералов для соответствующих реальных составов в мольные отношения кислорода:  $\delta^{18}O_{WR} = \Sigma(X_{Oi} x \, \delta^{18}O_i)$ , где  $X_{Oi}$  – мольная доля кислорода в породе, приходящаяся на минерал i, а  $\delta^{18}O_i$  – его изотопный состав.

Результаты анализа сосуществующих минералов метасоматитов отражены на Рис. 4.1(а и б). Видно, что две изученные группы богатых кварцем (Обр. Л4-1а, Л4-1, Л4-6, Б1016-21) и ортопироксен-гранатовых (Обр. Л4-2, Л4-3, Б1016-24) метасоматитов отчетливо отличаются друг от друга по изотопному составу кислорода в сосуществующих минералах и породах в целом.



**Рис. 4.1.** а) Вариации изотопного состава кислорода в сосуществующих минералах и породах в целом в метасоматитах; б) вариации изотопного состава кислорода в метасоматитах.

Кварцевые бластомилониты характеризуются умеренно повышенными величинами  $\delta^{18}$ O (7.3-8.6 ‰), а железо-магнезиальные метасоматиты – экстремально низким для эндогенных пород  $\delta^{18}$ O=4.7-5.7 ‰. При этом и в той, и в другой группах пород наблюдаются незначительные вариации изотопного состава кислорода, хотя образцы были отобраны из разных тел метасоматических пород. Изменение величин  $\delta^{18}$ O происходит согласованно для всех минералов, то есть в образцах с более легким изотопным составом кислорода в кварце состав кислорода в других минералах также оказывается более легким (Таб.4.1).

Образец	Qu	Gr	Opx	Sil	Bt	WR	SiO <sub>2</sub>			
Вмещающий кристаллосланец (PlOpxCpxGr)										
Б796-1						10.2	50.32			
Вмещающий гнейс (QuPlOpxBtGr)										
Б870-22						9.4	72.21			
Богать	іе кварц	ем мет	асомати	иты (бл	астом	илонити	ы)			
Л4-1а	9.3	7.8				8.6	76.72			
Л4-1	10.1	8		6.7		8.6	72.75			
Б1016-21	8.7	6.8	6.8	5.5	4.7	7.3	72.90			
Л4-6	9.8		7.6	6.8	5.3	7.9	71.63			
Ортопироксе	н-грана	говые	жильны	е мета	сомати	нты (мас	сивные)			
Л4-2	6.7	4.4	4.7	3.5	3.8	4.7	49.73			
Л4-3	7.4	5.4	5.9	4.9	5.8	5.7	48.12			
Б1016-24	7	5.2	5.5	4.5		5.5	47.19			

**Таблица. 4.1.** Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}$ O, ‰) в метаморфических и метасоматических породах Порьей губы.

На Рис. 4.2 приведены диаграммы фракционирования изотопов кислорода (δ-δ) для главных минералов изученных ассоциаций – кварца, ортопироксена, граната, силлиманита и биотита. Изотермы на этих диаграммах рассчитаны Л.Я Арановичем и Е.О.Дубининой на

119

основе температурной зависимости констант изотопного обмена по данным (Valley, 2001). Видно, что метасоматическая ассоциация ортопироксен+гранат+кварц во всех случаях показывает высокую температуру изотопно-кислородного равновесия: ~ 820-950°С (Qu - Gr, Рис. 4.2.а) и ~750-940°С (Qu – Орх, Рис. 4.2.б). Такие величины температуры хорошо согласуются с результатами минеральной термометрии методом TWEEQU (830-960°С, см. главу 3). Более низкие температуры показывает пара силлиманит-кварц (~700-500°С, Рис. 4.2.в), что, скорее всего, связано с тонковолокнистым строением кристаллов силлиманита, и, следовательно, крайне малым размером эффективного радиуса единичного кристалла, в котором осуществляется диффузия кислорода (Valley, 2001). Минимальные оценки температуры получены по парам кварц-биотит (до ~450°C, Рис. 4.2.г), что связано с наименьшей величиной энергии активации диффузии кислорода в биотите И, соответственно, с низкой температурой закрытия изотопной системы минерала, не превышающей 250-300°С (табл.4.2).

**Таблица. 4.2.** Энергия активации диффузии Еа и температуры закрытия Тс по кислороду в породообразующих минералах (Valley, 2001)

Минерал	Еа, ккал/моль	Tc, °C
Bt	140-170	250-300
Opx	250-450	900-1000
Qu	140-200	550-900
Sil	250-300	700-850
Gr	300-350	700-850



Рис. 4.2. Диаграммы изотопного фракционирования системе в Quминерал. Линии изотерм рассчитаны по (Valley, 2001). a) Для граната; б) для ортопироксена; в) для силлиманита; г) для биотита.

Обращает на себя внимание, что измеренный диапазон значений  $\delta^{18}$ О для пар Qu-Gr, Qu-Opx, Qu-Sil и Qu-Bt существенно превышает диапазон значений, возможный для случая изотопного обмена в закрытой системе (Gregory, Criss, 1986). В принципе, наблюдаемый разброс индивидуальных точек на б-б диаграммах (Рис. 4.2) для парагенезисов зональных кварц-ортопироксен-силлиманит-гранатовых пород было бы объяснить можно неоднородностью по изотопному составу кислорода исходного валового состава протолита. Но по геологическим и петрологическим данным исследованные породы являются метасоматитами, валовый состав которых, по определению, меняется при взаимодействии флюида с исходным протолитом. Поэтому и предполагаемые неоднородности по изотопному составу кислорода в протолите не могли сохраняться в новообразованных породах в малых масштабах (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и метров).

При температуре изотопного обмена, близкой к 900°С, когда коэффициенты фракционирования между минералами малы (Valley, 2001), только существенный массоперенос вещества при активном воздействии флюида может значительно изменить изотопный состав системы в целом. Ведь между одними образцами расстояние ограничивалось сантиметрами в пределах одного метасоматического тела, между другими образцами 3-15 метров, а соседние образцы Б1016-21 и Б1016-24 отобраны на расстоянии около 400 м от всех других образцов. При этом вмещающим протолитом для них были одни и те же ортопироксеновые кристаллосланцы и гнейсы. Таким образом, полученные данные говорят о том, что метасоматическая система была открытой по отношению к изотопному составу кислорода, а образование изученных минеральных ассоциаций протекало с активным участием флюидной фазы и интенсивным массопереносом вещества.

Для оценки изотопного состава кислорода метаморфического протолита были изучены образцы кристаллосланца и гнейса с ассоциацией Gr+Opx+Bt+Pl+Qu, вмещающие рассматриваемые метасоматиты. Величины  $\delta^{18}$ O, полученные для валовых проб этих пород, составили 9.4‰ для гнейса и 10.2‰ для кристаллосланца. Такой изотопный состав кислорода мог сформироваться в процессе воздействия на исходные породы метасоматизирующего флюида, имеющего более «легкий» изотопный состав, чем флюид, равновесный с минералами Fe-Mg метасоматитов. Например, таким флюидом мог быть флюид с «мантийным» изотопным составом кислорода.

Для того, чтобы оценить относительное по отношению к породе количество флюида, под взаимодействием которого сформировались тела метасоматитов среди гранулитов, Л.Я. Арановичем и Е.О. Дубининой был проведен расчет по модели Тэйлора (Taylor, 1977). В расчетах было принято, что изотопный состав кислорода вещества протолита был гомогенным и что изотопный обмен происходил при температуре 900°С, при которой скорость изотопного обмена значительно превышала скорость изменения P-T параметров. Поскольку изотопные составы ортопироксена и граната близки при 900°C, оба эти минерала рассматривались единой фазой по отношению к кварцу и флюиду.

Модель Тэйлора, соответствующая проточной системе, предполагает, что в определенный объем породы с исходным изотопным составом поступает флюид и взаимодействует с породой в пределах этого объема с формированием новых минералов, после чего флюид покидает систему. После изотопного обмена состав флюида считался равновесным с измененной породой. В рамках этой модели для расчетов было необходимо задать изотопные составы породы и флюида до начала изотопного обмена, которые находятся за пределами интервала реально наблюдаемых значений  $\delta^{18}$ О метасоматических пород, то есть  $\delta_0^{18}O_{FL} < 4.7\%$  и  $\delta_0^{18}O_{WR} > 8.6\%$ . Поэтому для расчета был принят сценарий, в котором «тяжелый» по кислороду протолит с  $\delta_0^{18}O_{WR} = 9\%$  реагирует с относительно «легким» по кислороду флюидом с  $\delta_0^{18}O_{FL} = 4-4.5\%$ .

Полученные по модели Тэйлора величины отношения флюид/порода (Таблица 4.3) показали значимое отличие этого параметра в двух группах метасоматитов (расстояние между образцами первые метры, ~15 метров и ~400 метров) и заметные вариации внутри этих групп (расстояние между образцами сантиметры, десятки сантиметров и ~400 метров). Обнаруживается корреляция между отношением флюид/порода и величинами  $\delta^{18}O_{WR}$ . Все это говорит о непостоянном отношении флюид/порода в отдельных флюидопроводящих сдвиговых зонах при метасоматических процессах. Так, при образовании метасоматических тонкополосчатых богатых кварцем бластомилонитов (Обр. Л4-1, Л4-1а, Л4-6, Б1016-21) отношение флюд/порода было относительно низким, а при образовании геологически более поздних жильных тел ортопироксен-гранатовых метасоматитов (Обр. Л4-3, Л4-2, Б1016-24) относительно высоким. Первая группа метасоматитов связана с процессами кислотного выщелачивания с привносом кремнезема и растворением, выносом оснований (Fe, Mg, Ca) на фоне сдвиговых деформаций и стресса. Вторая группа метасоматитов связана с процессами тор связана с процессами переотложения растворенных и вынесенных оснований после окончания стресса.

**Таблица 4.3.** Величины отношений флюид/порода в метасоматических породах, рассчитанные по модели Тейлора (Taylor, 1977; Аранович и др. 2010)

Образец	$\delta^{18}O_{WR}$	Флюид/порода					
Богатые кварцем метасоматиты							
(бластомилониты)							
Л4-1а	8.6	0.05					
Л4-1	8.6	0.05					
Б1016-21	7.3	0.25					
Л4-6	7.9	0.15					

Образец	$\delta^{18}O_{WR}$	Флюид/порода					
Ортопироксен-гранатовые жильные							
метасоматиты (массивные)							
Л4-2	4.7	1.2					
Л4-3	5.7	0.63					
Б1016-24	5.5	0.73					

Ограничения в виде изотопно легкого начального состава флюида  $\delta_0^{18}O = 4.7\%$  позволяют сделать некоторые выводы об источнике флюида. Представлениям об изотопном составе кислорода флюида, равновесного с мантийными минеральными ассоциациями, соответствует интервал от 5 до 6‰ (Valley, 2001). Хотя величина  $\delta^{18}O = 4.5\%$ , принятая для расчета по модели Тэйлора, несколько ниже «мантийных» составов, флюид с таким изотопным составом кислорода мог быть мантийного происхождения и по мере просачивания слабо контаминирован коровым веществом. С другой стороны, изотопнолегкий кислород во флюиде мог иметь своим источником поверхностные воды, у которых величина  $\delta^{18}O$  близка к нулю промилле.

Таким образом, данных по изотопному составу кислорода оказалось недостаточно для суждения об источнике происхождения флюидного потока. Для окончательного решения этого вопроса был исследован изотопный состав аргона флюидных включений в минералах метасоматических пород и изотопный состав углерода графита.

# 4.1.2. Валовый изотопный состав аргона флюидных включений минералов метасоматитов

Были изучены силлиманит-гранат-ортопироксен-кварцевая (обр. БЛГ) и силлиманитортопироксен-гранатовая (обр. Л4-2) метасоматические породы.

Изотопный состав аргона исследовался в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ при помощи изотопного статического газового масс-спектрометра Micromass NG-5400 с системой выделения газов при дроблении валовых проб в вакууме. Эта методика обеспечивает выделение из флюидных включений в минералах захваченного Ar и исключает выделение радиогенного изотопа <sup>40</sup>Ar, генерированного за геологическое время за счет радиоактивного распада K и находящегося в кристаллической решетке минералов. Исходный размер фракции вещества 1-3 мм, после дробления 1-3 микрон, что обеспечивает вскрытие флюидных включений размером более 1-3 микрон. Ионный ток <sup>40</sup>Ar измерялся на коллекторе Фарадея, а <sup>38,36</sup>Ar – при помощи вторично-электронного умножителя в счетном режиме. В качестве стандарта использовался атмосферный аргон, погрешность определения отношений <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar и <sup>38</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar составила 0.3 и 0.5% соответственно. Погрешность определения количества <sup>40</sup>Ar при сравнении со стандартом методом высоты пика – не хуже 10%.

Получены величины <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar отношения от 2400 до 11580 (Глебовицкий и др., 2012), что соответствует доли атмосферной компоненты аргона от 2.5 до 12.5%. Результаты измерения изотопного состава аргона приведены на рисунке 4.3, где помимо составов изученных проб приведены составы газов в деплетированной мантии, нижней коре и атмосферном резервуаре. Как видно, в пробе БЛГ присутствует радиогенный и изотопно-

фракционированный аргон, а газ в пробе Л4-2 можно рассматривать, как результат смешения глубинной компоненты с поверхностной. Скорее всего, это связано с тем, что проба Л4-2 была сильно изменена при современном выветривании и контаминирована атмосферным аргоном.



Рис. 4.3. Изотопный состав аргона в метасоматических силлиманитортопироксеновых породах Порьегуского покрова. Условные обозначения: 1 – Sil-Gr-Орх-Qu метасоматическая порода (Обр. БЛГ), 2 – Sil-Opx-Gr метасоматическая порода (Обр. Л4-2), 3 – атмосфера, 4 – деплетированная мантия, 5 – нижняя кора.

Изотопный состав аргона в пробе БЛГ (<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar=11580), близок к характеристикам деплетированной мантии (<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar=15000-25000, Озима, Подосек, 1984), что указывает на глубинный (возможно, верхнемантийный) источник флюидного потока и исключает участие летучих компонентов поверхностного происхождения.

#### 4.1.3. Изотопный состав углерода графита

Информация об изотопном составе графита в совокупности с другими изотопными данными может прояснить источник происхождения флюидов, исходя из биогенного или абиогенного происхождения самого графита. В случае абиогенного происхождения графита одним из ведущих механизмов появления существенно водных флюидов может быть процесс осаждения углерода из флюида в графит при изотермической компрессии или изобарическом остывании (Luque et.al, 1998). Этот механизм вполне согласуется с геологическими и петрологическими данными о присутствии графита и в метасоматических кварцевых бластомилонитах, и в метасоматических ортопироксен-гранатовых породах, и в мощных протяженных кварцевых жилах, и в окварцованных вмешающих пироксеновых гранулитах. На основе каменного материала автора данной диссертации и ее научного руководителя были изучены (Козлов, 2009, Глебовицкий и др, 2012) графитсодержащие кварцевые жилы с ортопироксеном, гранатом, биотитом, плагиоклазом и калишпатом (Образцы Б1008-12(1, 3-10)) и окварцованные графитсодержащие гранат-ортопироксенплагиоклазовые кристаллосланцы (Обр. Б1008-6 и Б1008-7), которые располагаются в той же сдвиговой зоне, что и метасоматиты с силлиманит-ортопироксен-кварцевым парагенезисом.

Исследования изотопного состава углерода графита выполнены О.В. Лоховой в Институте истории материальной культуры РАН при помощи IRMS масс-спектрометра Delta V (Thermo, Finnigan) с элементным анализатором CE-1100, обеспечивающим сжигание образцов в токе кислорода при 800°С и перевод углерода в форму СО<sub>2</sub>. Исходная навеска около 2 г подвергалась химической обработке для удаления карбонатной части пробы с использованием соляной кислоты и с добавлением фторида аммония для растворения силикатной оболочки графитовых зерен. Для полного сжигания графита и получения воспроизводимых результатов ток кислорода и время сжигания в элементном анализаторе были увеличены на 30% по сравнению со стандартными значениями (110 мл/мин, 5 сек). В MPG  $(\delta^{13}C = -29.2 \pm 0.2\%)$ графит стандартов использовались стандартный качестве относительно стандарта PDB) и полимерная пленка PEF-1 ( $\delta^{13}C$ =-31,8±0,2‰ PDB). Воспроизводимость индивидуальных определений величины <sup>13</sup>С в параллельных пробах была не хуже ±0.1‰.

Полученные величины  $\delta^{13}$ С в графите (-12.5÷-17.2‰, табл.4.4) указывают на его абиогенное происхождение. На рисунке 4.4 показано, что такой графит мог находиться равновесии с мантийным углекислым газом ( $\delta^{13}$ C=-6‰) при температуре 400-830°C (Valley, 2001). При снижении температуры мольная доля углекислого газа во флюидном потоке могла резко снижаться за счет фиксации углерода в виде графита при пиковых условиях метасоматоза во время изотермической компрессии пород (например, быстром погружении) и в дальнейшем продолжать снижаться на фоне падения температуры.

Образец	δ13C,‰ PDB					
Кварцевые жилы и окварцованны						
кристаллослани	цы (уч. Высокий)					
Б1008-6	-12.89					
Б1008-7	-12.51					
Б1008-12-1	-15.83					
Б1008-12-3	-16.53					
Б1008-12-4	-16.46					
Б1008-12-5	-15.91					
Б1008-12-6	-15.84					
Б1008-12-7	-17.19					
Б1008-12-8	-16.82					
Б1008-12-9	-16.95					
Б1008-12-10	-16.60					

**Таблица 4.4.** Изотопный состав углерода графита из гидротермально-метасоматических пород Порьегубского покрова ЛГП.



Рис.4.4. Изотопный состав углерода графитов метасоматических пород зоны сдвиговых деформаций в гранулитах Порьегубского тектонического покрова (юговосточный фрагмент ЛГП, район Порьей губы).

Таким образом, изотопно-геохимические исследования метасоматитов позволяют сделать следующие выводы в отношении флюидной системы:

– Высокие температуры кристаллизации метасоматитов, полученные на основании данных по изотопному составу кислорода (750-950°С) хорошо согласуются с результатами минеральной термобарометрии методом TWEEQU (830-960°С). Сохранность высокотемпературных изотопных соотношений между метасоматическими минералами говорит о том, что интенсивная флюидная переработка кристаллосланцев с установлением изотопных равновесий в новообразованных парагенезисах метасоматитов была относительно кратковременной на пике метаморфизма, так как в отсутствие флюида ретроградный диффузионный изотопный обмен всех минералов, за исключением биотита, очень незначителен.

– Изотопные данные только по кислороду позволяют говорить о двух вариантах происхождения внешнего потока изотопно-легкого по кислороду флюида, в которых источником мог быть как флюид из глубинного мантийного резервуара, так и поверхностный флюид (гидросферные воды). Но изотопные данные по составу углерода в графите и изотопный состав аргона во включениях дает подтверждение мантийного происхождения флюида.

 Метасоматические кварцевые и ортопироксен-гранатовые породы формировались при отличающихся соотношениях флюид/порода в сопряженных флюидопроводящих зонах сдвиговых деформаций.

#### 4.2. Расчет активности воды

## Ограничения на состав флюида

При определенных величинах Р и Т активность воды во время гранулитового метаморфизма не должна превышать определенную величину, если в породе не наблюдаются явления, связанные с плавлением, то есть явления мигматизации (Аранович, 1991).

По данным работы (Aranovich, Newton, 1998), активность воды при P=10 кбар и T около 900°C не должна превышать величину 0.4-0.5. В противном случае мы должны были бы наблюдать в породах интенсивную мигматизацию (значительное плавление биотитсодержащих пироксеновых кристаллических сланцев и плагиогнейсов).

Но величина низкой активности воды ( $\alpha$ H<sub>2</sub>O не более 0.5) не означает, что флюид был маловодным и существенно углекислотным. В специальных работах Л.Я. Арановича было показано, что низкая активность воды при гранулитовом метаморфизме может быть обусловлена не малой ее концентрацией (из-за присутствия большой доли CO<sub>2</sub>), а существенным понижением коэффициента активности воды из-за повышенной солености существенно водного флюида, по составу аналогичного предложенным в работах (Аранович, 1991; Shmulovich et al., 1996; Aranovich, Newton, 1996, 1997; Newton et al, 1998).

В результате эффекта влияния солености и других эффектов, коэффициент активности воды ( $\gamma$ H<sub>2</sub>O) может понижаться от 1.0 до 0.5. Таким образом, можно согласовать ограничение по невысокой активности воды ( $\alpha$ H<sub>2</sub>O =  $\gamma$ H<sub>2</sub>O·*x*H<sub>2</sub>O) с реально наблюдаемым проявлением интенсивной фильтрации водных флюидов, активно переносивших породообразующие элементы в изученной зоне сдвиговых деформаций.

В кристаллических сланцах (M2) на участке Паленый мигматизация или отсутствует, или слабо проявляется в отдельных зонах (жильного материала не более 10-15%). На участках Высокий и Костариха мигматизация в целом проявлена слабо и приурочена к мезократовым пироксен-плагиоклазовым кристаллосланцам с полосами гнейсов, но в отдельных зонах она проявлена умеренно, что говорит о неравномерном распределении флюида в толще гранулитов. То есть, в лучшем случае можно говорить только о начале процесса плавления пород. Поэтому можно предположить, что активность воды в метаморфическом флюиде была около 0.4-0.5 или незначительно превышала эти величины (до 0.5-0.6). На основании данных (Aranovich, Newton, 1996), при давлениях 10 кбар и выше активность и мольная доля воды связаны зависимосью  $\alpha H_2O \approx (xH_2O)^2$ . Исходя из этого, содержание воды во флюиде могло быть около 0.7-0.8 мольных долей.

Что касается более раннего метаморфизма М1, то наблюдений о степени мигматизации оказалось очень мало. Можно лишь констатировать, что в наблюдавшихся установленных

фрагментах кристаллических сланцев М1 отмечается слабая степень мигматизации, близкая к стадии М2 на участках Паленый и Высокий. Это позволяет предположить, что активность H<sub>2</sub>O на стадии М1 также была достаточно высокой, хотя и не сильно превышала величину 0.5.

#### Оценка активности воды по минеральным парагенезисам

Расчеты величин активности воды по равновесным минеральным парагенезисам с биотитом и калишпатом в метаморфических кристаллосланцах и метасоматических породах выполнены методом TWEEQU, описание которого приводилось выше в главе 3. Этот метод позволяет также оценить активность воды во флюиде.

При первых расчетах в ряде случаев оценки  $\alpha$ H<sub>2</sub>O получались неудовлетворительными из-за широкого разброса линий водосодержащих равновесий (большое СКО точек пересечений). Это было связано и с неравновесностью выбранной для расчета минеральной ассоциации, и с возможными большими погрешностями содержания Na<sub>2</sub>O в микрозондовых анализах калишпатов. Например, если для чистого КПШ с  $\alpha$ Kfs=1.0 рассчитанная  $\alpha$ H<sub>2</sub>O=0.6, то для КПШ с  $\alpha$ Kfs=0.7 (за счет примеси Na<sub>2</sub>O) рассчитанная  $\alpha$ H<sub>2</sub>O=0.9. В исследованных образцах измеренные содержания Na<sub>2</sub>O могут достигать 4 вес.%. Учитывая возможность искусственного завышения  $\alpha$ H<sub>2</sub>O, было принято решение использовать в расчетах чистый КПШ.

Конечно, важным моментом является и то, что калишпат в выбранных ассоциациях должен быть равновесным именно с теми составами минералов, по которым были получены наилучшие оценки Р и Т. Например, если в расчете использовался калишпат с высоким содержанием калия, которого не должно было быть в парагенезисе с ортопироксеном, то получалась сильно заниженная активность воды. Обязательным контролем качества выбора парагенезиса с конкретными составами сосуществующих минералов для расчета активности воды служила низкая погрешность определения температуры при расчете мультиравновесной системы в координатах P-T и T- $\alpha$ H<sub>2</sub>O, с разницей СКО не более 10-15°C (в нашем случае разница не превышала 5°C). Примеры взаимоотношений минералов в парагенезисах, выбранных для расчетов, приведены на рисунке 4.5. На BSE изображениях прекрасно видны прямые контакты калишпата и ортопироксена, указывающие на условия гранулитовой фации метаморфизма, а также прямые контакты калишпата и биотита, позволяющие сделать корректные расчеты активности воды.

128



Рис. 4.5. Взаимоотношения BSEминералов. изображения. a) Двупироксеновый кристаллосланец. Обр. Б959-1(M1), уч. Паленый; б) графитсодержащий мигматизированный гнейс обр. Б1008-1 (M2), о. Высокий; в) локальный участок, расположенный в богатом кварцем метасоматическом бластомилоните. Обр. БЛГ-2, уч. Паленый; г) зона переотложения калия в богатом кварцем метасоматите Обр. БЛГ-2, уч. Паленый.

Учитывая все сказанное, оценки активности воды во флюиде при метаморфизме M1, метаморфизме M2 и метасоматозе стадии метаморфизма M2 были получены на основании расчета равновесий с участием щелочного полевого шпата с максимальным содержанием калия по тем минеральным парагенезисам, которые показали наилучшие результаты определения РТ-параметров (из таблиц 3.1-3.3) и в которых калишпат обнаруживал структурную равновесность с другими минералами, то есть был с ними в парагенезисе. Результаты показаны в таблице 4.5, примеры пучков в координатах T-αH<sub>2</sub>O – на Рис. 4.6 и 4.7.

Расчетные величины активности воды и соответствующие им содержания воды при метаморфизме как ранней, так и главной стадий, оказались достаточно большими ( $\alpha$ H<sub>2</sub>O ~0.49-0.65, *x*H<sub>2</sub>O~0.7-0.8) и еще большими – при метасоматозе ( $\alpha$ H<sub>2</sub>O=0.53-0.76, *x*H<sub>2</sub>O~0.73-0.87). Такое высокое содержание воды во флюидах хорошо согласуется с устойчивостью высокомагнезиального и высокотитанистого глиноземистого биотита в метаморфических породах и его широкой устойчивостью в метасоматических породах.

129



**Рис. 4.6.** Результаты расчета величин активности воды методом TWEEQU для метаморфических кристаллосланцев.



**Рис. 4.7.** Результаты расчета величин активности воды методом TWEEQU для богатых кварцем метасоматических пород.

Образец	Участок	Порода	Парагенезис	IR	αH <sub>2</sub> O	СКО	Р,кбар	T,°C	СКО	
Метаморфизм М1 (6-6.7кбар, 805-888°С)										
Б959-1	Паленый	Мелко-среднезернистый кристаллосланец	Pl <u>OpxCpxBtKfsQu</u>	3	0.60	0.01	6.4	816	6	
					0.56	0.04	6.2	801	15	
		Метаморфизм М2 (8.1-	9.3кбар, 765-874°С)							
Б1008-1	Высокий	Среднезернистый кристаллосланец	PlQu <u>OpxKfsBGr</u> OpqIlmRuGt	4	0.65	0	8.4	798	1	
		(гнейс) с графитом и кварцевыми			0.65		8.6	801		
		жилками								
Б1017-9-1_F5	Костариха	Среднезернистый гнейс	Pl <u>GrOpxQuBt</u> IlmRuOpq <u>Kfs</u>		0.49	0.02	8.7	786	6	
				4	0.55	0.06	8.3	794	17	
	Кристаллосланцы M2 на контакте с зоной метасоматитов (8.8-11.4кбар, 801-916°С)									
Б1016-15б	Паленый	Среднезернистый окварцованный	Pl <u>GrOpx</u> IlmOpq <u>QuKfsBt</u>	4	0.74	0.05	9.5	905	11	
		кристаллосланец								
		Метасоматиты, богатые кварцем с Ор	ох, Sil, Gr (9.8-11.4кбар, 833-92	21°C	C)					
БЛГ-2_	Паленый	Кварцевый бластомилонит с зонками	<u>QuKfsOpxSilBtGr</u> Pl	5	0.76	0.12	10.2	862	16	
F4		обогащенными Bt, Kfs, Орх								
БЛГ-2_	Паленый	Кварцевый бластомилонит с зонками Орх-	<u>QuOpxGrSilBtKfs</u>	5	0.62	0.06	10.8	880	10	
F2c		Sil симплектита, секущими гранат								
Б1021-16_F4	Костариха	Кварцевый бластомилонит с Opx-Sil	<u>Qu</u> Pl <u>OpxGrSilBtKfs</u>	5	0.74	0.09	10.7	873	12	
		симплектитом по гранату								
	Fe-Mg метасоматиты с Орх и Crd (9.9-9.2кбар, 929-841°С)									
Б1021-13-1	Костариха	Средне-крупнозернистая Crd-Орх порода	<u>Opx</u> CrdPlQuSilBtOpqKfs	3	0.53	0.11	9.3	864	23	
		с сульфидами	OpxCrdPlQuSilBtOpqKfs	5	0.55	0.26	9.3	866	45	
Б1021-12	Костариха	Среднезернистая Crd-Орх порода	<u>Opx</u> PlCrdQuBtSilKfs	3	0.67	0.1	9.5	889	18	
	-		OpxPlCrdQuBtSilKfs	5	0.68	0.31	9.5	882	36	

Таблица 4.5. Активность H<sub>2</sub>O-P-T параметры образования вмещающих кристалических сланцев и метасоматических пород.

<u>Примечание:</u> Использованные для расчета пучков минералы подчеркнуты.

Таким образом, расчеты показывают, что в исследованном районе гранулитовые флюиды были достаточно водными и обладали высокой активностью воды и при метаморфизме, и еще большей – при метасоматических процессах. Это согласуется с представлениями о том, что только существенно водные флюиды, обладающие высокими транспортными свойствами, могут сопровождать метасоматические преобразования метаморфических толщ.

Обращает на себя внимание, что вычисленное значение активности воды во флюиде оказалось значительно выше оценок, получаемых обычно для минеральных ассоциаций НТ-НР гранулитов в Лапландском гранулитовом поясе (0.10-0.35, например: Фонарев и др., 1995, Кориковский, Аранович, 2010). В то же время, для гранулитов других районов мира имеются данные о более высоких значениях активности воды. Для гранулитового комплекса Лимпопо оценки величины активности воды 0.4-0.6 (например: Hisada et. al., 2005; Koizumi et. al., 2014), для чарнокитов с Курунегала, Шри-Ланка, получены величины αH<sub>2</sub>O=0.53-0.67 (Perchuk et.al., 2000). Полученные автором оценки хорошо согласуются также с результатами экспериментального изучения равновесий в системе КМАЅН с использованием синтетических фаз (Aranovich, Newton, 1998) и оценками активности H<sub>2</sub>O (0.4-0.6) при ортопироксен-гранат-калишпат-кварцевых образовании аналогичных И калишпатортопироксен-силлиманит-гранат-кварцевых метасоматических пород среди гранулитов Кольской гранулито-гнейсовой области в районе Кица (Доливо-Добровольский, 2003). Также они согласуются и с интенсивным проявлением железо-магнезиального метасоматоза в условиях высокой активности воды при гранитизации мафических гранулитов Порьей губы (Кориковский, Ходоревская, 2006).

## ГЛАВА 5. ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Методы исследования

## <u>U-Pb изотопные исследования цирконов</u>

Оценки возраста получены локальным U-Pb методом по цирконам с использованием вторично-ионного масс-спектрометра высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерения U-Pb отношений проводились по методике, описанной в статье Я. Вильямса (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка составляла 5 нА, диаметр кратера – 25 мкм. Для калибровки использованы стандарты GJ-1 (Jackson et al., 2004), 91500 (Wiendenbeck et al., 1995). Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программ SQUID (Ludwig, 2000) и ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003). Всего проведено более 50 локальных измерений.

#### Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы

Rb-Sr и Sm-Nd исследования выполнялись в ИГГД РАН при помощи массспектрометра Triton T1 с.н.с. Е.С. Богомоловым, а автор диссертации принимал непосредственное участие в интерпретации изотопно-геохронологических данных.

Для выделения Sm и Nd использована методика (Богомолов и др., 2002), близкая к (Richard et al., 1976). Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионнообменных смол. Изотопные составы Sm, Nd, Rb и Sr измерены на многоколлекторных массспектрометрах TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd нормализованы к отношению <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219 и приведены к отношению <sup>143</sup>Nd/ <sup>144</sup>Nd=0.511860 в Nd стандарта La Jolla. Изотопные отношения Sr нормализованы к отношению <sup>88</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=8.37521. Средневзвешенное значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в Sr стандарте SRM-987 за период измерений составило 0.710248+/-8. Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr составила +/-0.5%, изотопных отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd – +/-0.003%, <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr – 0.5%). Уровень холостого опыта 0.05-0.2 нг Sm, 0.1-0.5 нг Nd, 0.01-0.05 нг Rb и 0.3-0.7 нг Sr. При расчете величин єNd и модельных возрастов TNd(DM) использованы значения CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513151, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.2136).

В задачи настоящего исследования не входило изучение диффузионных параметров изотопных систем в минералах, но воспользовавшись разностью возрастов, полученных с помощью Sm-Nd и Rb-Sr изохронных методов и литературными данными о температурах закрытия соответствующих изотопных систем, можно приблизительно оценить величину скорости остывания пород в диапазоне от 600-800°C до 300°C. Закрытие Rb-Sr изотопной системы определяется температурой закрытия биотита – около 280-300°C (Dodson, 1973), а

температура закрытия Sm-Nd системы определяется соответствующими температурами для граната – около 600-800°С (Cherniak, 2002).

При интерпретации данных и построении изохронных зависимостей полученные значения величин <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr и <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd для минералов и пород в целом были сопоставлены с типичными величинами для соответствующих минералов (Фор, 1989). Существенные отклонения от типичных величин для минералов объясняется неполной чистотой мономинеральных фракций. Так, повышенные значения <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr объясняются присутствием биотита или калишпата во фракциях других минералов, а пониженные – наличием, например, карбоната. При интерпретации аномалий по отношению <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, помимо данных для породообразующих минералов, учитывались и характерные спектры распределения РЗЭ в акцессорных минералах, богатых редкоземельными элементами: высокие Sm/Nd отношения характерны для минералов – концентраторов ТРЗЭ, таких как гранат и циркон, а пониженные – для минералов-концентраторов ЛРЗЭ, таких как фосфаты, карбонаты, флюорит, шеелит (Скублов, 2005).

## Описание образцов

Образец <u>Б796-1</u> представляет собой не измененный поздними процессами мелкосреднезернистый кристаллический сланец (M1) гранобластовой структуры (Pl~40-45%, бурый Am~20-25%, Cpx~15%, Opx~5%, Gr~5%, Kfs~1%, Opq~2%). Признаки позднего окварцевания и перекристаллизации минералов отсутствуют. Отмечается лишь незначительная амфиболизация клинопироксена, выразившаяся в образовании тонких прерывистых каемок зеленой роговой обманки.

Образец <u>Б870-22</u> представляет собой сильно окварцованный гранат-биотитовый плагиогнейс (Qu~40%, Pl~30%, Bt~15%, Gr~10%, Opq~5%), слагающий отдельные маломощные (до 2-3 см) полосы среди пироксеновых сланцев М1. Окварцевание, вероятнее всего, связано с воздействием на исходный плагиогнейс М1 метасоматических флюидов стадии М2.

Образцы <u>БЛГ, Л4-6</u> и <u>Б1016-21</u> представляют собой метасоматические богатые кварцем силлиманит-ортопироксеновые породы с бластомилонитовой структурой (Qu~50-60%, Opx~20-30%, Sil~5-20%, Gr~0-10%, Bt~2-10%, Kfs+Pl~3-5%,  $\pm$ Sap,  $\pm$ Sp).

Образцы <u>Л4-2</u> и <u>Л4-3</u> представляют собой метасоматические железо-магнезиальные крупно-гигантозернистые силлиманитсодержащие ортопироксен-гранатовые породы (Opx~20-60%, Gr~20-60%, Bt~5-15%, Qu~5-15%, Sil~5-10%, Pl+Kfs~5-10%, ±Crd, ±Sp, ±Opq~5-10%) с кварцевыми гнездами, участками, богатыми сульфидами и порфиробластами граната, достигающими в диаметре 13-15 см.

#### Предварительные исследования

Перед выделением и датировкой цирконов были исследованы их взаимоотношения с породообразующими минералами в шлифах. Во вмещающих кристаллосланцах цирконы располагаются в плагиоклазе и, реже, в гранатах и ортопироксенах (Рис. 5.1.а,б). В метасоматических породах зерна циркона сосредоточены на фронте минеральных реакций: на границе растворения граната и ортопироксена, при замещении их кварцем и силлиманитом (Рис. 5.1.в,г). Например, в богатых кварцем метасоматитах циркон может развиваться на фронте растворения граната – одного из основных концентраторов циркония в породообразующих минералах (Frazer et al., 1997, Degeling et al., 2001) при замещении его кварцем и силлиманитом (Рис. 5.1д). Результаты такого исследования показывают, что цирконы росли одновременно с породообразующими минералами в парагенезисе с ними, как во вмещающих кристаллосланцах, так и в метасоматитах.



**Рис. 5.1.** Взаимоотношение циркона с породообразующими минералами. а-б) Цирконы из вмещающих кристаллосланцев; в-г) образование циркона при замещении граната Opx-Sil симплектитами; д) образование циркона при растворении граната.

Проведенные в рамках данной работы исследования показали, что сосуществующие минералы пород являются равновесными (см. главу 3) и находятся в балансе по изотопам кислорода в минералах – полученные оценки температур совпадают с таковыми по петрологическим методам (см. главы 3 и 4), – следовательно, в породах отсутствуют значимые вторичные изменения минералов на этапе понижения P-T параметров. Поэтому представляется возможным провести Rb-Sr и Sm-Nd изохронное датирование по породообразующим минералам соответствующих ассоциаций.

#### Результаты исследований

## Возраст метаморфизма М1

Исследованные цирконы (обр. 796-1) представлены субидиоморфными прозрачными цирконами светло-розового цвета в виде многоплоскостных кристаллов и округлых зерен. Такие цирконы также называют гранулитовыми (Каулина, 2011). Оптическое изучение показало, что большая часть зерен имеет гомогенное внутреннее строение. Исследование цирконов в режиме катодолюминесценции показало присутствие темных центральных частей, наличие секториальности и зональности (Рис. 5.2.а). По химическому составу цирконы характеризуются содержанием Th от 83 до 100 ррм, содержание U от 99 до 1050 ррт и Th/U отношением 0.09-0.94. Такие цирконы являются конкордантными и их возраст составляет 1927±11 млн. лет (Рис. 5.2.6).



**Рис. 5.2.** Метаморфизм М1. Гранат-двупироксен-плагиоклазовый кристаллосланец Б796-1. а) СLизображение цирконов; б) диаграмма с конкордией для цирконов. Эллипсы ошибок соответствуют доверительному интервалу 2<sub>5</sub>; в) Sm-Nd изотопная система.

Также для кристаллосланца Б796-1 получена минеральная Sm-Nd изохрона с возрастом 1959±32 млн. лет (Рис. 5.2.в), что в пределах ошибки соответствует оценке стадии M1 по цирконам (около 1927 млн. лет). Полученная по образцу Б796-1 величина єNd(T)=+3.2 является достаточно надежной оценкой начального отношения изотопов неодима в магматическом протолите.

## Возраст метаморфизма М2 и сопряженного с ним метасоматоза

Ранее для главной стадии метаморфизма (M2) была получена надежная датировка 1912±2 млн. лет (ID-TIMS, многоплоскостные округлые цирконы из лейкосомы мигматизированного кристаллосланца, Кислицин, 2001). Целью данной работы было определение условий и параметров проявления HT-HP метасоматоза, по этой причине было принято решение сосредоточить внимание на изотопных характеристиках метасоматитов, содержащих индикаторный парагенезис Opx-Sil-Qu. За возраст метаморфизма стадии M2 было решено принять уже имеющуюся датировку 1912 млн. лет (Кислицин, 2001).

В метасоматических породах (обр. Л4-6, БЛГ и Б1016-21) исследованные цирконы представлены двумя типами. <u>Первый тип</u>, присутствующий во всех исследованных образцах (фракции <0.085, 0.08-0.1, 0.1-0.15 и >0.15 мм), представлен субидиоморфными прозрачными цирконами светло-розового цвета в виде многоплоскостных округлых зерен. В режиме катодолюминесценции заметно присутствие темных центральных частей, наличие секториальности и зональности (Рис. 5.3.а). Внешний вид и внутреннее строение этих цирконов аналогичны облику цирконов из метаморфических пород обеих стадий. По химическому составу цирконы характеризуются содержанием Th от 99 до 111 ррм, вариациями в содержании U (80-575) и Th/U отношением от 0.2 до 1.38. Для таких цирконов получен конкордантный возраст 1914 $\pm$ 26 млн. лет (Рис. 5.3.6).



Рис. 5.3. Богатые кварцем метасоматические породы. а) CL- изображение цирконов; б) диаграммы с конкордией для цирконов. Эллипсы ошибок соответствуют доверительному интервалу 25.

Второй тип цирконов, присутствующий наряду с первым в богатых кварцем представлен коричневатыми короткопризматического метасоматитах, зернами И призматического габитуса со сглаженными ребрами и обнаруживает при микроскопическом изучении гетерогенное строение с ядрами и оболочками. Доля цирконов второго типа в изученных образцах незначительна (10-20%) в мелкой фракции (<0.085 мм), но они становятся преобладающими или единственными в крупных фракциях (0.1-0.15 и >0.15 мм). Часто встречается срастание двух-трех зерен циркона с последующим обрастанием этих сростков или отдельных зерен оболочками светлого прозрачного циркона, подобных Для оболочек характерна фрагментарная зональность и цирконам первого типа. многочисленными ориентированными, как и в матрице метасоматической породы, 5.4.a), включениями силлиманита (Рис. который отсутствует во вмещающих кристаллосланцах и гнейсах. Помимо ориентированного силлиманита, в оболочках при микрозондовом изучении обнаружены включения монацита, ксенотима и кварца. Таким образом, оболочки были сформированы синхронно с образованием метасоматического ортопироксен-силлиманитового парагенезиса. Для оболочек цирконов характерно низкое Th/U отношение (0.05-0.07) при высоком содержании U от 1453 до 2291 ppm. Это позволяет

предполагать, что оболочки цирконов образовались при активном участии флюидов. Для оболочек получен возраст 1913±18 млн. лет (Рис. 5.4.б).



Рис. 5.4. Возраст метасоматоза. а) ВSE изображение циркона с включениями монацита, кварца и ориентированными включениями силлиманита в метасоматической оболочке; б) диаграмма с конкордиями для цирконов. Эллипсы ошибок соответствуют доверительному интервалу 20.

Для ядер цирконов второго типа характерно Th/U отношение от 0.15 до 0.28 при содержании U от 405 до 732 ppm и содержании Th 101-108 ppм. На катодолюминесцентном изображении видно, что в ядрах присутствует тонкая осцилляционная зональность, типичная для магматических пород. Принадлежность этих ядер магматическому протолиту подтверждается еще и соответствием параметров  $\epsilon$ Hf(T) по циркону и  $\epsilon$ Nd(T) по породе (корреляция для магматических пород "terrestrial array", Лохов и др., 2013). Возраст ядер составляет 1965±17 млн. лет (Рис. 5.5.6) и, по-видимому, отвечает возрасту образования магматического протолита. Ранее были получены близкие оценки возраста (1961±9, Daly et. al., 2001 и 1974±9, Daly et. al., 2006; ID-TIMS) для магматических цирконов из метавулканитов Стрельненского блока (серговская толща), расположенного к востоку от района, которому посвящено данное исследование. Полученная в данной работе оценка возраста (1965 млн. лет) определяет нижнюю возрастную границу проявления метаморфизма стадии M1.



Также для метасоматических пород получены согласующиеся значения возраста по Rb-Sr и Sm-Nd системам. Для богатого кварцем метасоматита обр. Б1016-21 получены оценки Rb-Sr возраста – 1876±11 млн. лет (рис. 5.6.а) и Sm-Nd возраста – 1865±20 млн. лет (без учета ортопироксена, который располагается вне Sm-Nd изохроны, рис. 5.6.б). Как уже упоминалось ранее, исследованный метасоматит представляет собой богатую кварцем породу с силлиманитом, ортопироксеном и гранатом. Ортопироксен в ней представлен как 2-

3 мм порфиробластами, так и мелкими зернами неправильной формы, а также мелкими сростками с силлиманитом и кварцем. В мелкозернистых агрегатах ортопироксена иногда присутствуют включения цирконов. По-видимому, неоднородности и включения в ортопироксене привели к смещению точки его изотопного состава с Sm-Nd изохроны.



**Рис. 5.6.** а) Rb-Sr система в силлиманит-гранат-ортопироксен-кварцевой породе Б1016-21; б) Sm-Nd система в силлиманит-гранат-ортопироксен-кварцевой породе Б1016-21.

Для другого образца богатой кварцем метасоматической породы (обр. Л4-6) получены согласующиеся в пределах погрешности данные. Полученные величины оценок возраста: 1877±13 млн. лет (Rb-Sr система) и 1879±20 млн. лет (Sm-Nd система) (Рис. 5.7). Однако, изохроны имеют большие величины СКВО, поэтому эти данные менее надежны. Исследованная порода содержит крупные (5-10 мм) порфиробласты ортопироксена с включениями силлиманита, лейстами позднего биотита, а также циркона И, предположительно, монацита. В связи с этим в ортопироксене оказалось завышенное содержание радиогенного стронция за счет позднего биотита и заниженное Sm/Nd отношение за счет включений монацита. Монациты, как и все фосфаты, обогащены легкими P3Э, это занижает  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd отношение (Фор. 1989).



Рис. 5.7. а) Rb-Sr система в метасоматической ортопироксен-силлиманит-кварцевовой породе Л4-6;
б) Sm-Nd система в метасоматической ортопироксен-силлиманит-кварцевовой породе Л4-6. Для метасоматической железо-магнезиальной породы Л4-2 по Rb-Sr и Sm-Nd системам
получены согласующиеся оценки возраста 1876±14 млн. лет и 1890±17 млн. лет,

соответственно (рис. 5.8). В образце Л4-2 ортопироксен в большинстве случаев равновесен с другими породообразующими минералами, но встречаются хлоритизированные и биотитизированные зерна. Кроме того, ортопироксены содержат включения циркона и рутила. Именно примесью циркона можно объяснить высокое отношение <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd в минерале. Это приводит к тому, что ортопироксен располагается вне Sm-Nd изохроны (Рис. 5.8.6).



**Рис. 5.8.** а) Rb-Sr система в метасоматической железо-магнезиальной породе Л4-2; б) Sm-Nd система в метасоматической железо-магнезиальной породе Л4-2.

Поэтому для железо-магнезиальных ортопироксен-гранатовых метасоматитов представляются более надежными оценки, полученные по пробе Л4-3: по Rb-Sr 1870±5 млн. лет и по Sm-Nd 1885±9 млн. лет (Рис. 5.9).



**Рис. 5.9.** а) Rb-Sr система в метасоматической железо-магнезиальной породе Л4-3; б) Sm-Nd система в метасоматической железо-магнезиальной породе Л4-3.

Учитывая величины температур закрытия Rb-Sr системы в биотите (около 280-300°C, Dodson, 1973) и Sm-Nd в гранате (около 600-800°C, Cherniak, 2002), можно приблизительно оценить величину скорости остывания в диапазоне от 600-800°C до 300°C – примерно первые десятки градусов за млн. лет. Эта оценка скорости остывания отражает высокий темп сброса температуры на регрессивной ветви стадии M2. Такая высокая скорость остывания хорошо согласуется с данными Т.В. Каулиной, полученными для юго-восточной части ЛГП с

использованием разных изотопных систем и разных минералов-геохронометров. По ее данным, длительность процессов метаморфизма для каждой стадии составляет не более 20 млн. лет, а скорость остывания комплекса меняется от 20°С/млн. лет (на начальной стадии остывания) до 7°С/млн. лет (Каулина, 2011).

Начальные изотопные отношения стронция во всех изученных породах находятся в



Рис. 5.10. Rb-Sr система в породах (WR).

довольно узком интервале значений: в железо-магнезиальных метасоматитах (Л4-2 Л4-3) – 0.7031-0.7040, И В ортопироксен-силлиманит-кварцевых метасоматитах (Л4-6 и Б1016-21) -0.7060-0.7163. Это обстоятельство позволяет построить Rb-Sr изохрону по породам в целом (рис. 5.10) с возрастом, отвечающим времени спада температуры на стадии M2 до 300°С, 1891±33 млн. лет. Это пределах ошибки В соответствует значению, полученному по минеральной изохроне наименее

измененного образца железо-магнезиального метасоматита Л4-3. Начальное отношение изотопов стронция по этой изохроне – 0.700 (Рис. 5.10), что несколько ниже такового, полученного по минеральной изохроне Л4-3 (Рис. 5.9). Однако, учитывая бо́льшее значение СКВО изохроны по породам (СКВО=2.2) по сравнению с минеральной изохроной образца Л4-3 (СКВО=1.3), оценка величины начального отношения изотопов стронция в метасоматической породе по образцу Л4-3 надежнее и составляет (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)i = 0.70399.

В биотитовом плагиогнейсе Б870-22 полученные датировки как по Sm-Nd, так и по Rb-Sr, несмотря на принадлежность плагиогнейса к ранней стадии M1, по-видимому, отвечают времени стадии M2 (Рис. 5.11а,б). Вероятнее всего, это произошло из-за мощного окварцевания, которому подверглась порода на стадии M2, т.е. минералы обеих изотопных систем оставались открытыми до снижения температуры на регрессивной ветви стадии M2 ниже температур закрытия изотопных систем минералов.



**Рис. 5.11.** а) Rb-Sr система в мелкозернистом биотитовом плагиогнейсе Б870-22; б) Sm-Nd система в мелкозернистом биотитовом плагиогнейсе Б870-22.

Начальное отношение изотопов ( ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr)i = 0.7038 близко к аналогичной величине для деплетированной мантии.

Таким образом, совокупность полученных данных позволяет сделать следующие выводы:

– Возраст магматического протолита составляет около 1965 млн. лет, исходная порода характеризуется (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)i = 0.7038 и єNd(T)=+3.2, поэтому его глубинным источником мог быть деплетированный мантийный резервуар при незначительном вкладе коровой компоненты;

 Возраст умеренно барического метаморфизма (М1), возможно, не моложе 1916 млн. лет, потому что в породах стадии М1 присутствуют гранулитовые цирконы с возрастом 1927±11 млн. лет.

– На стадии высокобарического метаморфизма M2, сопровождавшегося метасоматозом, кристаллизовались метасоматические каймы цирконов (образец Б1016-21) с возрастом 1913±18 млн. лет, при этом возраст метасоматитов согласно Rb-Sr – 1869±5 млн. лет и Sm-Nd – 1886±9 млн. лет. Эти данные позволили установить достаточно высокую скорость остывания комплекса гранулитов M2 (первые десятки градусов за млн. лет) в диапазоне от пиковых температур ~830-960°С во время метасоматоза до 280-300°С. Таким образом, породы скорее всего испытывали достаточно быстрое изобарическое остывание, что и подтверждается изотопными исследованиями углерода в графитизированных породах (Глава 4).

– В метасоматических породах стадии M2 фиксируется низкорадиогенный стронций, по изотопному составу несколько менее радиогенный, чем во вмещающих породах, что свидетельствует о глубинной мантийной природе метасоматизирующего флюида. Это

находится в согласии с данными об изотопном составе аргона во включениях метасоматитов (Глава 4).

- Несмотря на мощный процесс метасоматоза, в метасоматитах стадии М2 параметры систем  $(({}^{87}\text{Sr})_0=0.7031-0.7060$  и  $\epsilon \text{Nd}(\text{T})=+1 \div +4.3)$  существенно изотопных не изменились по сравнению с метаморфическими породами ранней стадии М1  $((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7038)$  $\epsilon Nd(T) = +1.8 \div +3.2$ ). Учитывая, что изотопные параметры деплетированного мантийного резервуара 2 млрд. лет назад составляют εNd(T)=+ 5 ÷ +6 и (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> =0.701-0.7015 (Фор, 1989), можно полагать, что в нашем случае сохранялись исключительно мантийные характеристики с незначительной долей коровой компоненты. Исключение составляет проба метасоматита Б1016-21, в которой (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> =0.7163, что. возможно, связано с наибольшим вкладом коровой компоненты в исходный магматический протолит. Следовательно, можно предположить, что в качестве источников как магматических протолитов, так и метаморфических и метасоматических флюидов выступало вещество с изотопными характеристиками верхней мантии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По геологическим, петрографическим, петрологическим И изотопногеохронологическим данным в Порьегубском тектоническом покрове выделяются две стадии метаморфизма гранулитовой фации. Породы, относящиеся к первой стадии (M1), представлены преимущественно безгранатовыми плагиоклаз-пироксеновыми кристаллосланцами, которые встречаются в отдельных реликтовых участках среди преобладающих в районе исследований гранатсодержащих пироксеновых кристаллосланцев второй стадии (M2). Породы двух стадий метаморфизма имеют как субсогласные, так и секущие контакты. Возраст пород ранней стадии метаморфизма M1 по U-Pb и Sm-Nd изотопным данным не моложе 1916 млн. лет. Нижняя возрастная граница проявления раннего метаморфизма М1 определяется возрастом магматических ядер в цирконах из метасоматических пород стадии М2 и составляет около 1963 млн. лет. Возраст гранулитов M2 определен достаточно точно на участке наших исследований – 1912±2 млн. лет (Кислицын, 2001). Возраст, полученный по метасоматическим цирконам из метасоматита стадии метаморфизма М2 – около 1913 млн. лет.

Ранняя стадия метаморфизма M1 характеризуется параметрами 6-6.7 кбар и 800-890°С, тогда как главная стадия метаморфизма M2, сопровождаемая метасоматозом, характеризуется параметрами 8.1-9.1 кбар и 760-860°С. Это свидетельствует о быстрой смене метаморфизма умеренных давлений на метаморфизм высоких давлений во время свекофеннского коллизионного этапа эволюции гранулитов.

Приведенные результаты исследования позволяют сформулировать первое защищаемое положение: «В метаморфических породах, вмещающих зоны HT-HP метасоматоза, выделяются две сближенные по времени стадии гранулитового метаморфизма. Ранняя стадия (M1) характеризуется параметрами 6-6.7 кбар и 800-890°С. Поздняя, главная стадия метаморфизма (M2), сопровождаемая метасоматозом, характеризуется параметрами 8.1-9.1 кбар и 770-860°С».

2. Геолого-структурные и петрографические данные, результаты детального картирования и документирование зон метасоматоза на опорных участках, документация минеральной метасоматической зональности, термодинамические расчеты, анализ эффектов фракционирования изотопного состава кислорода в породообразующих минералах метасоматитов позволили всесторонне охарактеризовать широко развитые в районе исследования метасоматические породы. Метасоматиты отчетливо приурочены к узкой (на участке Паленый около 100м) и протяженной (не менее 16 км) зоне сдвиговых деформаций и
представлены двумя сопряженными в пространстве главными типами – богатыми кварцем породами (Qu+Sil±Opx±Gr±Bt±Crd±Kfs±Pl) и железо-магнезиальными богатыми ортопироксеном и гранатом породами (Opx+Gr±Pl±Qu±Bt±Crd±Kfs), отражающими проявление во время сдвиговых деформаций процессов кислотного выщелачивания и сопряженного Fe-Mg метасоматоза (базификации). В зонах наиболее интенсивных сдвиговых деформаций и флюидной переработки метасоматические процессы протекали при пиковых параметрах P до 11.4 кбар и T до 960°C. Для метасоматической ассоциации ортопироксена, граната и кварца получены высокие температуры изотопно-кислородного фракционирования (820-960°C). Эти величины хорошо согласуются с результатами минеральной термометрии.

Расчетные термобарометрические данные, указывающие на присутствие в сдвиговых зонах локализованных потоков НТ-флюида при пиковых параметрах минералообразования, подтверждаются и высокотемпературными минеральными замещениями во вмещающих с зоной богатых кварцем метасоматитов с породах. Например, прямо на контакте ортопироксеном, силлиманитом и гранатом, наблюдалось образование кайм ортопироксена по биотиту в прослое мигматизированного гранат-биотит-плагиоклазового гнейса среди вмещающих плагиоклаз-ортопироксеновых кристаллосланцев. Присутствию НТ-флюидного потока не противоречат и находки прямого контакта шпинели и кварца в богатых кварцем метасоматических породах, что может указывать на высокие температуры минералообразования. В отдельных зонах под воздействием дискретных потоков метасоматоз продолжался и на регрессивной стадии, завершившись при параметрах 8.4-7.9 кбар и 760-680°С.

Давление и температура при метасоматозе в целом определялись глубинностью, но максимальные Т и Р (пиковые условия), по-видимому, достигались в сдвиговых зонах и за счет компрессионного эффекта в ходе надвигообразования при наличии дискретных потоков высокотемпературных флюидов. На удалении от сдвиговых зон (между ними) Т были меньше, так как процессы флюидной переработки, затухая, происходили на микроуровне.

Полученные результаты позволяют сформулировать второе защищаемое положение: «Метасоматическое окварцевание пород (кислотное выщелачивание) и сопряженный Fe-Mg метасоматоз (базификация) в зонах наиболее интенсивных сдвиговых деформаций и флюидной переработки протекали при пиковых параметрах до 11.4 кбар и 960°С и продолжались в отдельных зонах на ретроградной стадии, завершившись при 8.4-7.9 кбар и 760-680°С. Тренд изменения P-T параметров метаморфизма и сопряженного метасоматоза отвечает стадиям: (а) погружения и прогрева (M1), (б) быстрой компрессии и разогрева до пиковых параметров (M2) с метасоматозом при

145

пиковых параметрах, (в) метасоматоза на фоне декомпрессии и охлаждения, (г) субизотермической декомпрессии».

3. Геолого-структурные данные, документирование разнообразных по составу гидротермальных и метасоматических жил свидетельствуют о проявлении в районе исследований мощных дискретных флюидных потоков. Это разнообразные кварцевые жилы с силлиманитом, гранатом, ортопироксеном и кордиеритом, кварцевые жилы с силлиманитом и графитом, тела железо-магнезиальных пород (с Opx, Gr, Crd, Sil) разного масштаба (от первых сантиметров до нескольких метров), сульфидно-кварцевые жилы, рудные силлиманитовые кварциты.

Расчеты величин активности воды по равновесным минеральным парагенезисам с биотитом и калишпатом в метаморфических кристаллосланцах и метасоматических породах, выполненные методом TWEEQU, позволили оценить активность воды во флюиде. Величины активности воды для гранулитов как ранней (M1), так и главной стадии метаморфизма (M2) оказались достаточно большими ( $\alpha$ H<sub>2</sub>O~0.49-0.65) и еще большими – для метасоматических пород стадии метаморфизма M2 ( $\alpha$ H<sub>2</sub>O=0.53-0.76). Полученные оценки согласуются с появившимися в последние годы экспериментальными данными о высокой активности воды в породах гранулитовой фации.

Богатые кварцем и железо-магнезиальные метасоматиты отчетливо отличаются друг от друга по изотопному составу кислорода в сосуществующих минералах и породах в целом. Кварцевые метасоматиты характеризуются умеренно повышенными величинами  $\delta^{18}$ O (7.3-8.6 ‰), а железо-магнезиальные – экстремально низким для коровых эндогенных пород  $\delta^{18}$ O (4.7-5.7‰). При этом в обеих группах пород наблюдаются незначительные вариации изотопного состава кислорода, хотя образцы были отобраны из разных тел метасоматитов. Полученный температурный интервал кристаллизации метасоматических минералов (750-950°C) свидетельствует об отсутствии низкотемпературного перераспределения изотопов кислорода, что может говорить об относительно быстром остывании и/или о существовании на пике дислокационного метаморфизма достаточно кратковременного весьма интенсивного внешнего флюидного потока, вызвавшего инфильтрационный метасоматоз в локальных сдвиговых зонах.

Величины δ<sup>18</sup>О, полученные для валовых проб метаморфического протолита, составили 9.4‰ для гнейса и 10.2‰ для кристаллосланца. Такой изотопный состав кислорода мог сформироваться в процессе воздействия на исходные породы метасоматизирующего флюида, имеющего более легкий изотопный состав, чем флюид, равновесный с минералами Fe-Mg метасоматитов. Например, таким флюидом мог быть

флюид с мантийным изотопным составом кислорода. На мантийный генезис флюида указывают параметры изотопных систем ( ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr)<sub>0</sub> и єNd(t). В метасоматитах стадии M2 параметры изотопных систем ( ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr)<sub>0</sub>=0.7031-0.7060 и єNd(t)=+1÷+4.3. Учитывая, что изотопные параметры деплетированного мантийного резервуара 2 млрд. лет назад составляют єNd(t)=+5÷+6 и ( ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr)<sub>0</sub>=0.701-0.7015 (Фор, 1989), можно предположить, что в качестве источников метасоматических флюидов выступало вещество с изотопными характеристиками верхней мантии. Также в пользу мантийного источника флюида свидетельствуют валовый изотопный состав аргона ( ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar=11580) флюидных включений в минералах метасоматитов, близкий к значениям деплетированной мантии ( ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar=15000-25000, Озима, Подосек, 1984) и изотопный состав углерода графита ( ${}^{613}$ C=-12.5÷-17.2‰), указывающий на его абиогенное происхождение.

Все эти результаты позволяют сформулировать **третье защищаемое положение**: «Флюидные потоки в сдвиговых зонах обладали высокой активностью воды как при метаморфизме (0.49-0.65), так и при метасоматических процессах (0.53-0.76). Метасоматическая переработка гранулитов была относительно кратковременной на пике метаморфизма и была вызвана флюидными потоками мантийного происхождения».

4. Роль флюидов в формировании гранулитовых комплексов является предметом неослабевающих научных дискуссий многие десятилетия. Некоторые исследователи предполагали отсутствие флюидов при гранулитовом метаморфизме. Но в большинстве исследований считается, что во флюидах, участвовавших в формировании гранулитов, (1) основным компонентом было CO<sub>2</sub> при малом содержании H<sub>2</sub>O или (2) в водных флюидах с высокой соленостью была низкая величина aH<sub>2</sub>O. Сейчас развивается представление о достаточно высокой активности воды (например, Newton et al, 2014).

Ни одно из названных условий гранулитового петрогенезиса не может объяснить образование всех гранулитов, но полученные автором работы данные свидетельствуют о том, что в формировании НТ-НР гранулитов Лапландского пояса существенную роль играли потоки глубинных высокотемпературных флюидов с высокими величинами активности воды.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Н.Л. Реакционные структуры интрузивных и метаморфических пород как индикаторы направленности процессов метаморфизма (на примере Кандалакшско-Колвицкой зоны, Балтийский щит). Автореферат дисс. ...канд. геол.-мин.наук. СПб. 1997. 26с.

2. Аранович Л. Я., Дубинина Е. О., Авдеенко А. С., Лебедева Ю. М., Бушмин С. А., Доливо-Добровольский Д. Д. Изотопный состав кислорода сосуществующих минералов силлиманит-гиперстеновых пород Порьей губы: свидетельства участия флюида в метаморфизме гранулитовой фации // Геохимия. 2010. № 8. С. 787-800.

3. Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А., Викентьева О.В., Дубинина Е.О., Козловский В.М., Лебедева Ю.М. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 415-436.

4. Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М., Наука. 1991. 253с.

5. Аранович Л.Я. Флюиды гранулитовой фации: физико-химический аспект // В сб. «Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя». ИГГД РАН. 2007. С. 35-39.

6. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб.: 2002. 32с.

 Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и пояс Танаэлв / В кн.: Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005а. С. 127-175.

8. Балаганский В.В., Каулина Т.В., Кислицын Р.В. Колвицкий меланж и Умбинский террейн как новый тип структур палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита // Материалы международного (Х всероссийского) петрографического совещания "Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита". 2005б. Т. 3. С. 39-41.

9. Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры // Ранний докембрий Балтийского щита. Л.: Наука. 2002.

10. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В., Дейли Дж. С., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Шерстеникова О.Г., Рюнгенен Г.И. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная часть Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 3. С.19-32.

11. Балаганский В.В., Козлова Н.Е. Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // Структурные парагенезисы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: Геос, 1997. С. 11-13.

12. Беляев О.А. Кислотное выщелачивание и сопряженный Fe-Mg метасоматоз в условиях гранулитовой фации / В кн. Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: Изд. Кол. ФАН СССР, 1981. С. 10-19.

13. Беляев О.А., Петров В.П. Метаморфическая история северо-восточной части балтийского щита // Материалы международного (Х Всероссийского петрографического совещания «Петрография XXI века». 2005. Т. 3. С. 45-47.

14. Беляев О.А., Петров В.П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты. 2002. С. 195-208.

15. Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Н. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215-235.

16. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектонотермальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb-исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999а. № 8. С. 842-857.

17. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит): латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 19996. Т. 7. № 2. С. 115-140.

 Бибикова Е.В., Клайссон С., Глебовицкий и др. Изотопное датирование свекофеннского этапа преобразования Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1023-1026.

19. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Каулина Т.В. Геохронология заключительных этапов раннепротерозойского магматизма в коллизионном шве Беломоро-Лаландского пояса Балтийского щита (Колвицкая зона) // Доклады АН. 1996. Т. 350. № 5. С. 665-668.

20. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорохтин Н.О. и др. Развитие полиметаморфизма в гранулитовом поясе Кольского полуострова (Колвицкая зона) и U-Pb датирование диафтореза анортозитовой ассоциации // Доклады АН. 1993. Т. 331. № 3. С. 332-334.

21. Богомолов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И. Мантийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских Тундр: изотопные Sm-Nd и Rb-Sr свидетельства. Геохимия. 2002. № 9. С. 946-951.

22. Бушмин С.А. Метасоматические образования в зонах регионального метаморфизма / В кн: Геологическая съёмка метаморфических и метасоматических комплексов (Ред.: Глебовицкий В.А., Шульдинер В.И.). СПб: ВСЕГЕИ, 1996. С. 84-125.

23. Бушмин С.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Глебовицкий В. А., Буйко А.К., Савва Е.В., Сергеев С.А. Изохронный Re-Os-возраст золота жильного золото-кварцевого

месторождения Майское (северная Карелия, Балтийский щит) // Доклады АН. 2013. Т. 448. № 1. С. 76-79.

24. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки Российского минералогического общества. 2008. Т. СХХХVII. № 2. С. 1-13.

25. Бушмин С.А., Кулешевич Л.В., Северин В.В. Фации метасоматитов / В кн.: Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1990. С. 87-118.

26. Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М. Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксенсиллиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса) // Доклады АН. 2007. Т. 412. № 3. С. 383-387.

27. Ветрин В.Р. Состав и строение нижней коры Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 415-438.

28. Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Наука, 1980. 208с.

29. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Регион. геол. и металлоген. 1993. № 1. С. 7-24.

30. Глебовицкий В.А., Алексеев Н.Л., Доливо-Добровольский Д.В. Реакционные структуры и Р-Т режимы охлаждения глубинных образований Кандалакшско-Колвицкой структурноформационной зоны, Кольский полуостров // Зап. ВМО. 1997. № 2. С. 1-22.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука., 1983.
 216с.

32. Глебовицкий В. А., Бушмин С. А., Беляцкий Б. В., Богомолов Е. С., Бороздин А. П., Савва Е. В., Лебедева Ю. М. Rb-Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийской щит // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 208–232.

33. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Лебедева Ю.М., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Богомолов Е.С., Бороздин А.П., Савва Е.В. Метаморфизм и метасоматоз в зонах сдвиговых деформаций (Балтийский щит): петрология и изотопный возраст / В кн. Фундаментальные основы формирования ресурсной базы стратигического сырья (Au, Ag, Pt, Cu, редкие элементы и металлы). Ред. Бортников Н.С. М.: ГЕОС, 2012. С. 223-274.

34. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левчинков О.А., Кузьмина Е.В. Р-Т-t - режим метаморфизма пород из верхней и нижней частей Умбинского покрова (Балтийский щит) // Доклады АН. 2006. Т. 409. № 1. С. 1-4.

а. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника.1996. № 1. С. 63-75.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз / Л.: Наука, 1983.
 216с.

 Доливо-Добровольский Д.В. Практическая термобарометрия (на примере программы TWQ) / Методическое пособие. СПбГУ (геол. ф-т), ИГГД РАН, 2006. 30с.

37. Доливо-Добровольский Д.В. Происхождение и условия образования сапфиринсодержащих пород центрально-кольской гранулито-гнейсовой области. Дис. ...канд. геол-мин. наук. СПб. 2003. 169с.

 Другова Г.М., Скублов С.Г. Зональные гранаты гнейсов как результат неоднократного высокотемпературного метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе // Зап. ВМО. 2000.
 № 6. С. 79-87.

39. Зарайский Г.П. Условия неравновесного окварцевания пород и образования кварцевых жил при кислотном метасоматозе // Геол. руд. мест. 1999. № 4. С. 294-307.

40. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1991. 218с.

41. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Дис. ... доктора геол.-мин. наук. Апатиты. 2011. 270с.

42. Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дисс. ...канд. геол.-мин. наук. СПб. 2001. 22с.

43. Козлов Е.Н. Изотопно-геохимическое исследование флюидного режима формирования метасоматитов сверхвысоких давлений в Порьегубском надвиге (Кольский п-ов). Выпускная квалификационная работа бакалавра. Санкт-Петербург, 2009.

44. Козлов Н.Е. Лапландский гранулитовый пояс - первичная природа и развитие. Апатиты, 1990. 171с.

45. Козлов Н.Е. Новый вариант стратиграфической интерпретации разреза Колвицкой зоны гранулитового пояса // Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия Кольского региона. 1983. С. 69-81.

46. Козлова Н.Е., Балаганский В.В., Богданова М.Н., Реженова С.А. Структурнопетрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации лапландских гранулитов // Изв. АН СССР. 1991. Сер. геол. № 4. С. 66-76.

47. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46-68.

 Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов / М.: Наука, 1973. 288с. 49. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов / М.: Изд. АН СССР, 1957. 184с.

50. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104с.

51. Кориковский С.П., Аранович Л.Я. Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей губы): І. Петрология и геотермобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 340-368. 52. Кориковский С.П., Ходоревская Л.И. Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандалакшского залива, о. Горелый) // Петрология. 2006. Т. 14. № 5. С. 453-481.

53. Крылова М.Д. Геолого-геохимическая эволюция лапландского гранулитового пояса / Л.: Наука, 1983. 160с.

54. Крылова М.Д., Прияткина Л.А. Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей Губы (юго-запад Кольского полуострова) // Доклады АН СССР. 1976. Т. 226. № 3. С. 661-664.

55. Курепин В. А. Термодинамика распределения компонентов между поро

56. Лохов К.И., Глебовицкий В.А., Пиндюрина Е.О., Гольцин Н.А., Бушмин С.А. Изотопная Lu-Hf система в цирконах как индикатор генезиса высокоглиноземистых пород в метаморфических комплексах // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 6. С. 654-656.

57. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965. 327с.

58. Маракушев А.А.Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200с.

59. Минералы. Справочник. Т.З. Вып. 2. М.: Наука, 1981. С. 243-251.

60. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277с.

61. Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. Глубинное строение Кольско-Лапландской области Феноскандинавского щита: профиля 1-EB, 4B FIRE-1 // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск. 2007а. С. 256-260.

62. Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. Глубинное строение Кольско-Лапландской области Феноскандинавского щита: профиля 1-EB, Kola-SD, ЭГГИ, FIRE-4 - 4А // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск. 2007б. С. 253-256.

63. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И // U-Pb возраст габбро-анортозитовый массивов Лапландского гранулитового пояса // Доклады АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.

64. Озима М., Подосек Φ. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Недра, 1984. 386с.

65. Перчук Л.Л. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железомагнезиальных минералов // Изв. АН СССР. сер. геол. 1968. Т. 12. С. 3-30.

66. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 316с.

67. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320с.

68. Перчук Л.Л., Геря Т.В., ван Ринен Д.Д., Смит С.А. Р-Т тренды и проблемы высокотемпературного полиметаморфизма // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 131-167.

69. Перчук Л.Л., Кротов А.В., Геря Т.В. Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 356-381.

70. Перчук Л.Л., Кротов А.В. Петрология пояса Тана в южном обрамлении Лапландского гранулитового комплекса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 165-196.

71. Подлесский К.К. Гиперстен в ассоциации с силлиманитом и кварцем как индикатор условий метаморфизма // Доклады АН. 2003. Т. 389. № 1. С. 1-4.

72. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127с.

73. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711с.

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

75. Табатабаиманеш С.М. Гиперстен-силлиманитовые ассоциации: примеры с алданского щита и из комплекса Лимпопо (Южная Африка) // Вестник Моск. ун-та. 2005. № 5. С. 32-38.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита. М.: Наука, 1980.
 131с.

77. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1990. С. 87-118.

78. Фонарев В.И., Крейлен Р. Доказательство полистадийности метаморфизма на основе изучения флюидных включений в породах Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 1995. Т. 3. № 4. С. 379-396.

79. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590с.

80. Фриш Т., Джексон Г.Д., Глебовицкий В.А. и др., U-Pb геохронология цирконов Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского п-ова // Петрология. 1995. Т. 3. № 3. С. 248-254.

81. Ague J.J. Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south-central Connecticut,
I: Evidence for composition and volume change // Amer. J. of Sci. 1994. V. 294. P. 989-1057.

82. Aranovich L.Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals:
II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126: P. 25-37.

Aranovich L.Ya., Newton R.C. H<sub>2</sub>O activity in concentrated KCl-NaCl solutions at high temperatures and pressures measured by brucite-periclase equilibrium // Contrib. Miner. Petrol. 1997.
 V. 127. P. 261-271.

84. Aranovich L.Ya., Newton R.C. H<sub>2</sub>O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Miner. Petrol. 1996. V. 125. P. 200-212.

85. Aranovich L.Ya., Newton R.C. Reversed determination of the reaction: Phlogopite + quartz = enstatite + potassium feldspar +  $H_2O$  in the ranges 750-875°C and 2-12 kbar at low  $H_2O$  activity with concentrated KCl solutions // Amer. Miner. 1998. V. 83. P. 193-204.

86. Aranovich L.Ya., Newton R.C., Manning C.E. Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite-H2O-NaCl-KCl at deep-crustal conditions // Earth and Planetary Sci. Lett. 2013. V. 374. P. 111-120.

87. Aranovich L.Ya, Podlesskii K.K. Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // Geol. Society Special Publication. 1989. V. 43. P. 45-61.

88. Barbey P., Raith M. The Granulite Belt of Lapland // Granulites and Crustal Evolution. Kluwer Academic Publishers. 1990. P. 111-132.

89. Belyaev O.A, Kozlov N.E, Geology,geochemistry and metamorphism of the Lapland Granulite Belt and adjacent areas in the Vuotso area, northern Finland // Geol. Surv. Finl. Report of Investigation. 1997. V. 138. 24 p.

90. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Miner. 1991. V. 29. P. 833-855.

91. Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals:
I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> // Contrib. Miner. Petrol. 1996. V. 126. P. 1-24.

92. Bernard-Griffiths J, Peucat J J, Postaire B, Vidal Ph, Convert J, Moreau B. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambr. Res. 1984. V.
23. P. 325-348.

Bushmin S.A. Evolutional model of metasomatism in metamorphic cycle. In: Models and Modeling of geological processes and objects. Ed. V.Glebovitsky. Teophrastus. St.Petersburg. 2000.
P. 137-140.

94. Cherniak D.J. REE diffusion in feldspar // Chem. Geol. 2002. V. 193. P. 25-41.

95. Daly J. S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2001. V. 105. N. 2-4. P. 289-314.

96. 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 // Geological Society. 2006. V. 32. P. 579-598.

97. Daly J.S., Bogdanova S. Timing of metamorphism in the Lapland granulite belt, Finland // Res. Terrae, Ser. A. 1991. N. 5. P. 11.

98. de Capitani C., Brown T.H. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 2639-2652.

99. Degeling H., Eggins S., Ellis D.J. Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown // Mineral Mag. 2001. N. 65. P. 749-758.

100. Dodson M.N. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Miner. Petrol. 1973. V. 40. P. 259-274.

101. Eskola P. On the granulites of Lapland // Amer. J. of Sci. 1952. Bowen volume 1. P. 133-171.

 Fonarev V.I., Konilov A.N. Pulsating evolution of metamorphism in granulite terrains: Kolvitsa meta-anorthosite massif, Kolvitsa belt, Northeast Baltic shield // Intern. Geol. Review. 2005.
 V. 47. P. 815-850.

103. Fraser G., Ellis D., Eggins S. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks // Geology. 1997. N. 25. P. 607-610.

104. Gaal G., Berthelsen A., Gorbatschev R. et al. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 1-25.

105. Glebovitsky V., Marker M., Alexejev N., Bridgwater D., Sedova I., Salnikova E., Berezhnaya N. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constrains from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // Precam. Res. 2001. V. 105. P. 247-267.

 Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249-265.

107. Gregory R.T., Criss R.E. Isotopic exchange in open and closed systems. // Reviews in Miner. and Geochem. 1986. V. 16. P. 91-127.

 Hisada K., Perchhuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D., Paya B.K. P-T-fluid evolution in the Mahalapye Complex. Limpopo high-grade terrane, eastern Botswana // Metam. Geol. 2005. V. 23. N.
 P. 313-334.  Hormann P.K., Raith M., Raase P. et al. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoki - Inarijarvi area // Geol. Surv. Finl. Bull. 1980. N. 308.
 95p.

110. Huhma H. Isotope studies on the Lapland Granulite Belt and adjacent areas // SVEKALAPKO workshop Abs. 1996. P. 25-26.

111. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth and Planetary Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137-150.

112. Jackson S. E., Pearson N.J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. N. 1–2. P. 47–69.

113. Janardhan A.S., Newton, R.C., Hansen E.C. The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India // Contrib. Miner. Petrol. 1982.V. 79. P. 130-149.

114. Koizumi T., Tsunogae T., van Reenen D.D. Fluid evolution of partially retrogressed pelitic granulite from the Southern Marginal Zone of the Neoarchean Limpopo Complex, South Africa: Evidence from phase equilibrium modeling // Prec. Res. 2014. V. 253. P. 146-156.

115. Korja T., Tuisku P., Pernu T., Karhu J. Field, petrophysical and carbon isotope studies on the Lapland Granulite Belt: implications for the deep continental crust. Blackwell // Terra Nova. 1996. N.
8. P. 48 -58.

116. Kozlov N.E., Mukhamedova I.V., Balashov Yu. A., Kamenskaya A.D. New data on the age of metamorphites of the Lapland Granulite belt from Rb-Sr dating // The svecofennian Domain - geological aspects of the continental crust and Annual Meeting of IGCP - 275, Turku, Finland, 1993. P. 13-18.

117. Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. D., Burke E. A.J., Ferraris G., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Schumacher J. C., Stephenson N. C.N., Whittaker E. J.W. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // Amer. Miner. 2004. V. 89. P. 883-887.

118. Ludwig K.R. SQUID 1.00: a user's manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.N. 2. 2000. 17 p.

119. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. N. 4.

 Luque F.J., Pasteris J.D., Wopenka B., Rodas M., Barrenechea J.F. Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation. // Amer. J. of Sci. 1998. V. 298.
 P. 471-498. Merilainen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // Geol.
 Surv. Finl. Bull. 1976. N. 281. 129p.

122. Mints M. V., Kaulina T. V., Konilov A. N., Krotov A. V., Stupak V. M. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: Implications for thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism // Gondwana Res. 2007. V. 12. N. 3. P. 252-267.

123. Newton R.C., Aranovich L.Y., Hansen E.C., Vandenheuvel B.A. 1998. Hypersaline fluids in Precambrian deep-crustal metamorphism // Prec. Res. 1998. V. 38. P. 21-34.

124. Newton R. C., Manning C. E. Role of saline fluids in deep-crustal and upper-mantle metasomatism: insights from experimental studies // Geofluids. 2010. V. 10. P. 58-72.

125. Newton R.C., Manning C.E. Quartz solubility in H<sub>2</sub>O-NaCl and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solutions at deep crust-upper mantle pressures and temperatures: 2-15 kbar and 500-900°C // Geochim. et Cosm. Acta. 2000. V. 64. P. 2993-3005.

126. Newton R.C., Smith J. Windley V. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth // Nature. 1980. V. 288. P. 45-50.

127. Newton R.C., Touret J.L.R., Aranovich L.Ya. Fluids and H<sub>2</sub>O activity at the onset of granulite facies metamorphsim // Prec. Res. 2014. V. 253. P. 17-25.

128. Pirajno F. Hydrothermal processes and mineral systems // Springer. GSWA. 2010. 1250p.

129. Perchuk L.L., Gerya T.V., Van Reenen D.D., Smit C.A, Krotov A.V., Safonov O.G., Shur

M.Yu. Comparable petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and

Lapland (Fennoscandia) high-grade terrains // Mineral. Petrol. 2000. V. 69. P. 69-107.

130. Powell R. Geothermometry and geobarometry: a discussion // J. of Geol. Soc. London.1985. V. 142. P. 29-38.

131. Powell R, Holland T. Optimal geothermometry and geobarometry // Amer. Mineral. 1994.V. 79. P. 120-133.

132. Raith M., Raase P. High grade metamorphism in the granulite belt of Finnish Lapland // In: Dawson et al. (ed.) The nature of the lower continental crust. Geol. Soc. Spec. Publ., London. 1986.V. 24. P. 283-295.

133. Ramsay J. G., Huber M. I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2: Folds and Fractures. 1987 (2006). 406 p.

134. Richarda P., Shimizua N., Allegrea C.J. <sup>143</sup>Nd/<sup>146</sup>Nd, a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth and Planetary Sci. Lett. 1976. V. 31. N. 2. P. 269–278.

135. Shmulovich K.I., Graham C.M. Melting of albite and hydratation of brusite in H<sub>2</sub>O-NaCl fluids to 9 kbar and 700-900°C: Implications for partial melting and water activities during high pressure metamorphism // Contrib. Miner. Petrol. 1996. V. 124. P. 376-382.

 Smit C. A., Van Reenen D. D., Gerya T. V., Perchuk L. L. P-T conditions of decompression of the Limpopo high-grade terrain: record from shear zones // J. of Metam. Geol. 2001. V. 19. P. 249-268.

137. Smit C. A., Van Reenen D. D. Deep crustal shear zones, high-grade tectonites and associated alteration in the Limpopo belt, South Africa: implications for deep crustal processes // J. of Geol. 1997. V. 105. P. 37-57.

Spear F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths // Mineral. Soc.
 Amer. 1993. 799p.

Taylor H.P., Jr. Water/rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholits // J. Geol.
 Soc. London. 1977. V. 133. P. 509-558.

140. Touret J.L.R. Fluid inclusion in high grade metamorphic rocks // Short course in fluid inclusions: application to petrology (ed. L.S. Hollister, M.L. Crawford). Min. Assoc. Canada. 1981.V. 6. P. 182-208.

141. Touret J.L.R., Huizenga J.-M. Fluids in granulites // GSA Memoirs. 2011. V.207. P. 25-37.

142. Tsunogae T., van Reenen D.D. High- to ultrahigh-temperature metasomatism related to brine infiltration in the Neoarchean Limpopo Complex: Petrology and phase equilibrium modeling // Prec. Res. 2014. V. 253. P. 157-170.

143. Valley J.W. Stable isotope thermometry at high temperatures // Stable Isotope Geochem. (ed. J.W. Valley, D.R. Cole). Reviews in mineralogy and geochemistry. 2001. V. 43. P. 365-414.

144. Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // Min. Soc. of America Reviews in Mineralogy Series, 1986. V. 16. P. 445-489.

145. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A.,

Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analysis // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–23.

146. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Reviews in Economic Geol.1998. V. 7. P. 1-35.

147. Yavuz F., WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification, Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. N8. Q01004. doi:10.1029/2006GC001391.

## 159 приложения



Рис. 1. Состав ортопироксенов из метаморфических и метасоматических пород Порьегубского покрова. а) Номенклатура пироксенов по Полдерваарту и Хесу, некоторые границы по Гинзбургу. (Минералы, 1981); б) состав ортопироксенов. Условные обозначения. Метаморфические породы: 1) Двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы М1; 2) двупироксен-гранатовые кристаллосланцы М2; 3) гранат-ортопироксеновые кристаллосланцы и гнейсы М2; 4) ортопироксен-гранатовые кристаллосланцы М2, отобранные на границе с зонами метасоматоза; 5) ортопироксенплагиоклазовые кристаллосланцы (M1); 6) биотит-гранат-плагиоклазовый гнейс M2, отобранный на границе с зоной метасоматоза; Метасоматические породы: 7) биотит-силлиманит-гранатортопироксен-кварцевые породы; 8) гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевые породы с силлиманитом; 9) ортопироксен-кордиерит-кварцевые породы; 10) силлиманит-ортопироксенгранатовые породы; 11) кордиерит-гранат-ортопироксеновые породы; 12) гранат-ортопироксеновые породы, с высоким содержанием рудных минералов; 13) шинельсодержащие сапфиринортопироксеновые породы; 14) гранат-кордиеритовые породы; 15) кордиерит-ортопироксеновые породы.



Рис. 2. Состав биотитов из метаморфических и метасоматических пород Порьегубского покрова. Условные обозначения: Метаморфические породы: 1) Двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы M1; 2) ортопироксеновые кристаллосланцы (M1); 3) гранат-биотитовые плагиогнейсы M1-M2; 4) двупироксен-гранатовые кристаллосланцы M2; 5) гранат-ортопироксеновые кристаллосланцы и гнейсы M2; 6) ортопироксен-гранатовые кристаллосланцы M2, отобранные на границе с зонами метасоматоза; 7) биотит-гранат-плагиоклазовый гнейс М2, отобранный на границе с зоной метасоматоза; Метасоматические породы: 8) биотит-силлиманит-гранат-ортопироксен-кварцевые породы; 9) гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевые породы с силлиманитом; 10) биотит-гранатплагиоклаз-кварцевые породы с зеленой шпинелью; 11) ортопироксен-кордиерит-кварцевые породы; 12) силлиманит-ортопироксен-гранатовые породы; 13)шинельсодержащие сапфиринортопироксеновые породы; 14) гранат-ортопироксеновые породы, с высоким содержанием рудных минералов;15) кордиерит-гранат-ортопироксеновые породы; 16) кордиерит-ортопироксеновые породы; 17) гранат-кордиеритовые породы.



Рис. 3. Состав гранатов из метаморфических и метасоматических пород Порьегубского покрова. Условные обозначения: <u>Метаморфические породы</u>: 1) Двупироксеновые кристаллосланцы с мелким неравновесным гранатом (М1); 2) гранат-биотитовые плагиогнейсы М1-М2; 3) гранатдвупироксеновые кристаллосланцы М2; 4) гранат-ортопироксеновые кристаллосланцы и гнейсы М2; 5) ортопироксен-гранатовые кристаллосланцы М2, отобранные на границе с зонами метасоматоза; 6) биотит-гранат-плагиоклазовый гнейс М2, отобранный на границе с зоной метасоматоза; Метасоматические породы: 7) биотит-силлиманит-гранат-ортопироксен-кварцевые породы; 8) гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевые породы с силлиманитом; 9) биотит-гранат-плагиоклазкварцевые породы<sup>\*</sup> с зеленой шпинелью; 10) силлиманит-ортопироксен-гранатовые породы; 11) кордиерит-гранат-ортопироксеновые породы; 12) гранат-ортопироксеновые породы, с высоким содержанием рудных минералов; 13) сапфирин-ортопироксеновые породы с гранатом; 14) кордиеритгранатовые породы.



**Рис. 4.** Состав амфиболов из метаморфических и метасоматических пород Порьегубского покрова. **Условные обозначения:** 1) Двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы М1; 2) ортопироксенплагиоклазовые кристаллосланцы (М1); 3) двупироксен-гранатовые кристаллосланцы М2; 4) гранатортопироксеновые кристаллосланцы и гнейсы М2; 5) ортопироксен-гранатовые кристаллосланцы М2, отобранные на границе с зонами метасоматоза.

Таблица 1. Валовый состав пород. Порья губа.

Образец	Б796-1	Б870-20	Б1016-15	Б1081-4	Л4-6	Б1081-6	Б1024-100	Б1016-21	Б1021-45	Л4-3	Б1016-24	Б1024-79
Участок	Паленый	Паленый	Паленый	Костариха	Паленый	Костариха	Наумиха	Паленый	Костариха	Паленый	Паленый	Наумиха
Порода	2Px-Pl	Opx-Pl	Opx-Gr-Pl	Opx-Pl	бог. Qu	бог. Qu	бог. Qu	бог. Qu	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg
	кр.сланец	кр.сланец	кр.сланец	гнейс	м/с порода							
SiO <sub>2</sub>	51.10	43.99	48.46	64.44	73.30	81.14	60.46	73.44	48.72	45.12	46.46	47.43
TiO <sub>2</sub>	1.25	0.70	1.80	0.68	0.29	0.27	0.68	0.22	0.19	0.78	0.65	1.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.32	19.29	12.74	14.76	11.85	8.21	10.83	11.38	19.68	13.90	13.31	13.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	3.42	4.89	0.50	1.19	0.67	2.69	1.74	2.48	4.96	2.08	3.05
FeO	6.40	12.79	13.94	4.60	3.23	3.52	6.75	3.30	10.49	8.83	14.22	10.63
MnO	0.144	0.779	0.757	0.062	0.043	0.056	0.097	0.089	0.118	0.450	0.530	0.192
MgO	4.86	8.50	9.51	5.49	6.60	3.44	14.36	7.58	15.63	18.00	17.48	14.03
CaO	9.71	2.56	2.67	2.26	0.14	0.44	0.73	0.22	0.58	0.09	0.95	2.92
Na <sub>2</sub> O	4.11	2.73	2.64	4.24	0.40	1.25	0.36	0.24	0.46	0.71	0.86	1.99
K <sub>2</sub> O	0.64	1.80	0.33	1.88	0.84	0.79	1.30	1.02	0.46	1.15	0.89	0.82
H <sub>2</sub> O	0.24	0.49	0.099	0.14	0.17	0.13	0.09	0.18	0.050	1.07	0.30	0.46
ппп	1.50	2.36	1.99	0.64	2.09	0.23	1.20	0.51	1.24	4.59	1.74	3.45
$P_2O_5$	0.28	0.09	0.12	0.10	0.03	0.08	0.08	0.03	0.16	0.04	0.09	0.15
Сумма	99.56	99.59	99.946	99.79	100.17	100.22	99.62	99.94	100.25	99.69	99.56	100.21

Таблица 2.1. Микрозондовые анализы минералов, для которых получены лучшие термобарометрические определения. Метаморфизм М1. Порья губа.

Образец	Поле	Минерал	Точка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$Cr_2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	Total
B1003-1	F2	Срх	1	51.28	0.31	2.42	0.00	11.73	0.40	11.95	20.70	0.37	0.00	0.00	99.15
B1003-1	F2	P1	16	57.17	0.00	27.40	0.00	0.00	0.00	0.00	8.50	6.78	0.40	0.00	100.25
B1003-1	F2	Opx	9	51.64	0.00	1.16	0.00	28.49	0.72	17.06	0.92	0.00	0.00	0.00	99.98
B1003-1	F2	Bt	3	37.71	3.53	14.60	0.00	17.54	0.07	13.19	0.26	0.08	9.99	0.14	97.11
B1009-2	F4	Opx	60	52.14	0.13	1.42	0.00	24.54	0.57	19.85	0.74	0.00	0.00	0.00	99.38
B1009-2	F4	Bt	61	37.61	5.21	13.43	0.07	16.15	0.01	13.89	0.00	0.16	9.64	0.21	96.38
B1009-2	F4	Срх	64	51.60	0.17	2.59	0.18	9.81	0.31	12.73	21.28	0.54	0.00	0.00	99.18
B1009-2	F4	P1	69	58.14	0.00	26.85	0.00	0.15	0.00	0.00	8.21	6.63	0.49	0.00	100.48
Б959-1	F1	P1	29	60.02	0.03	25.16	0.03	0.09	0.00	0.01	7.80	6.99	0.28	0.00	129.41
Б959-1	F1	Срх	25	51.11	0.28	1.97	0.00	11.37	0.22	14.52	20.37	0.45	0.00	0.00	100.29
Б959-1	F1	Bt	14	37.64	4.78	14.14	0.06	15.63	0.21	13.82	0.00	1.23	8.29	0.00	95.79
Б959-1	F1	Opx	20	50.99	0.19	1.25	26.64	0.79	19.25	0.78	0.40	0.00	0.00	0.00	100.30
Б959-1	F1	Opx	24	50.69	0.17	1.16	26.94	0.79	18.98	0.69	0.33	0.04	0.06	0.00	99.83

Образец	Поле	Минерал	Точка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$Cr_2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	Total
B796-8	F1	Gr	P8	38.30	0.18	21.83	25.04	1.20	6.26	6.53	0.02	0.18	0.09	0.00	99.62
B796-8	F1	Opx	P15	54.75	0.09	1.81	23.09	0.30	18.77	0.82	0.00	0.45	0.02	0.00	100.10
B796-8	F1	Bt	P19	37.71	2.19	17.29	13.16	0.07	16.73	0.00	0.00	0.16	9.27	0.12	96.69
B796-8	F1	Pl	P22	49.58	0.03	31.77	0.25	0.00	0.00	15.34	0.00	3.11	0.06	0.00	100.14
B1024-1a	F2	Gr	5	38.36	0.00	21.62	0.00	25.45	0.89	7.58	5.59	0.00	0.00	0.00	99.47
B1024-1a	F2	Pl	13	47.95	0.00	32.98	0.00	0.24	0.00	0.00	15.43	2.53	0.00	0.00	99.13
B1024-1a	F2	Opx	16	51.23	0.00	2.87	0.00	24.74	0.33	19.83	0.49	0.00	0.00	0.00	99.48
B1024-1a	F2	Срх	67	52.15	0.37	2.90	0.17	9.34	0.09	12.41	22.83	0.45	0.00	0.00	100.71
B1012-8-2	F1	Gr	13	37.76	0.00	21.65	0.00	25.84	0.68	6.32	6.79	0.00	0.00	0.00	99.05
B1012-8-2	F1	Pl	40	45.06	0.00	34.81	0.00	0.49	0.00	0.00	17.88	1.36	0.00	0.00	99.60
B1012-8-2	F1	Opx	47	50.99	0.00	2.16	0.00	25.86	0.35	19.35	0.32	0.00	0.00	0.00	99.02
B1017-9-1	F5	Opx	86	52.24	0.00	3.18	0.00	21.81	0.14	22.49	0.27	0.00	0.00	0.00	100.13
B1017-9-1	F5	Gr	94	39.48	0.00	22.81	0.00	24.63	0.93	9.69	3.08	0.00	0.00	0.00	100.62
B1017-9-1	F5	Bt	106	38.20	3.96	15.14	0.00	11.09	0.00	16.59	0.00	0.00	10.34	0.00	95.31
B1017-9-1	F5	P1	114	55.97	0.00	28.55	0.00	0.00	0.00	0.00	9.54	6.05	0.00	0.00	100.11

Таблица 2.2. Микрозондовые анализы минералов, для которых получены лучшие термобарометрические определения. Метаморфизм М2. Порья губа.

Образец	Поле	Минерал	Точка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	Total
B1008-1	F3	Gr	56	37.60	0.00	21.69	0.12	28.11	0.88	6.81	3.97	0.00	0.00	0.00	99.18
B1008-1	F3	Bt	61	36.76	5.32	13.95	0.72	14.51	0.00	12.89	0.18	0.00	10.67	0.24	95.25
B1008-1	F3	Pl	62	56.41	0.00	28.58	0.00	0.00	0.00	0.00	9.43	6.47	0.00	0.00	100.89
B1008-1	F3	Opx	66	50.53	0.00	2.27	0.00	27.23	0.29	18.57	0.37	0.00	0.00	0.00	99.26
B1008-1	F3	Ilm	71	0.05	51.91	0.33	0.00	47.91	0.36	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	100.84
B1008-1	F3	Pl	74	57.13	0.00	27.36	0.00	0.00	0.00	0.07	8.52	6.58	0.00	0.00	99.66
B1022-2	F1	Pl	48	54.04	0.00	29.12	0.00	0.24	0.00	0.00	10.99	5.42	0.24	0.00	100.05
B1022-2	F1	Gr	77	38.88	0.00	21.77	0.00	25.87	1.31	6.31	6.76	0.00	0.00	0.00	100.90
B1022-2	F1	Opx	86	50.90	0.00	2.05	0.00	26.60	0.43	19.04	0.61	0.00	0.00	0.00	99.64
B1024-94	F1	Gr	40	39.26	0.00	22.94	0.00	23.46	1.12	11.29	2.01	0.00	0.00	0.00	100.09
B1024-94	F1	Bt	69	37.85	4.06	15.77	0.00	11.55	0.00	16.48	0.00	0.00	10.44	0.00	96.14
B1024-94	F1	Opx	70	51.94	0.00	4.05	0.00	20.75	0.50	22.67	0.00	0.00	0.00	0.00	99.90
B1024-94	F1	Pl	72	60.81	0.00	25.68	0.00	0.00	0.00	0.00	6.47	7.79	0.16	0.00	100.92
Б1016-15б	F3	Gr	57	39.30	0.00	22.44	0.00	23.23	2.31	10.11	1.91	0.00	0.04	0.00	99.34
Б1016-15б	F3	Pl	72	59.46	0.00	24.15	0.01	1.32	0.03	1.04	6.05	7.43	0.40	0.00	99.89
Б1016-15б	F3	Bt	93	38.18	3.39	16.02	0.00	14.72	0.08	15.99	0.00	0.46	8.81	0.08	97.71
Б1016-15б	F3	Opx	94	50.67	0.13	4.29	0.08	22.72	0.73	21.02	0.14	0.44	0.03	0.00	100.23
B856-4	F1	Gr	2	38.63	0.00	22.37	0.00	23.61	1.29	8.43	4.90	0.00	0.00	0.00	99.23
B856-4	F1	Opx	13	52.24	0.09	2.98	0.00	23.55	0.61	20.93	0.54	0.04	0.00	0.00	100.97
B856-4	F1	Opx	16	51.54	0.16	2.45	0.00	23.70	0.60	20.37	0.45	0.00	0.00	0.00	99.27
B856-4	F1	Gr	27	38.99	0.00	22.31	0.00	24.98	1.53	8.01	4.52	0.00	0.00	0.00	100.33
B856-4	F1	Pl	43	57.75	0.00	27.24	0.00	0.03	0.00	0.00	8.32	6.86	0.20	0.00	100.41
B856-4	F1	Bt	47	37.55	4.00	15.47	0.00	13.78	0.00	15.28	0.00	0.12	9.73	0.14	96.07
B856-4	F1	Bt	48	37.08	3.84	14.86	0.00	14.52	0.01	14.78	0.00	0.14	9.75	0.13	95.11
B1022-2	F2	Bt	23	38.26	1.84	15.36	0.00	15.92	0.00	16.17	0.00	0.38	8.44	0.00	96.38
B1022-2	F2	Pl	26	54.17	0.00	28.66	0.00	0.13	0.00	0.00	10.36	5.56	0.24	0.00	99.12
B1022-2	F2	Opx	32	50.91	0.00	2.17	0.00	26.06	0.40	19.05	0.49	0.00	0.00	0.00	99.07
B1022-2	F2	Gr	38	38.48	0.00	21.47	0.00	26.92	1.27	6.75	5.63	0.00	0.00	0.00	100.52
B1012-8-2	F1	Gr	1	37.65	0.00	21.60	0.00	28.32	0.86	6.60	4.00	0.00	0.00	0.00	99.03
B1012-8-2	F1	Opx	39	51.41	0.00	1.95	0.00	26.15	0.36	19.16	0.37	0.00	0.00	0.00	99.39
B1012-8-2	F1	Pl	49	46.57	0.00	33.89	0.00	0.65	0.00	0.00	17.03	1.92	0.00	0.00	100.07

Таблица 2.2 продолжение. Микрозондовые анализы минералов, для которых получены лучшие термобарометрические определения. Метаморфизм М2. Порья губа.

Образец	Поле	Минерал	Точка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	Total
Blg-2	F3	Gr	178	40.10	0.00	23.03	18.60	0.24	16.98	0.09	0.03	0.00	0.01	0.00	99.07
Blg-2	F3	Bt	187	40.99	4.11	14.15	8.28	0.00	20.22	0.00	0.00	0.00	8.26	0.00	96.12
Blg-2	F3	Opx	191	50.93	0.22	7.37	14.43	0.11	26.38	0.06	0.05	0.09	0.01	0.00	99.65
Blg-2	F4	Pl	217	68.38	0.09	19.62	0.33	0.00	0.00	0.48	0.13	10.55	0.10	0.00	99.66
Blg-2	F4	Opx	233	51.51	0.05	7.07	14.87	0.12	26.23	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	99.86
Blg-2	F4	Bt	248	39.21	4.50	15.69	8.12	0.00	18.30	0.00	0.06	0.00	9.77	0.00	95.64
Blg-2	F4	Gr	252	40.28	0.00	22.65	19.45	0.18	16.48	0.05	0.00	0.12	0.00	0.00	99.21
Blg-2	F2	Gr	112	41.77	0.04	29.87	13.89	0.26	14.65	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	100.57
Blg-2	F2	Opx	114	51.24	0.02	7.63	13.02	0.07	27.38	0.06	0.01	0.00	0.04	0.24	99.69
Blg-2	F2	Bt	63	43.22	4.69	14.66	6.29	0.00	17.15	0.00	0.00	0.15	9.02	0.12	95.30
B1024-97a	F1	Opx	20	51.66	0.09	7.18	12.51	0.06	27.75	0.09	0.04	0.45	0.00	0.00	99.81
B1024-97a	F1	Gr	32	40.40	0.00	23.02	16.89	0.22	17.15	1.47	0.00	0.44	0.00	0.06	99.65
B1024-97a	F1	Bt	37	38.28	4.41	17.40	6.17	0.05	19.54	0.00	0.00	0.34	10.01	0.04	96.23
B1024-97a	F1	Pl	38	60.19	0.00	24.80	0.00	0.02	0.00	7.24	0.02	7.38	0.06	0.00	99.70
B1024-97a	F2	Gr	1	40.59	0.10	23.44	16.74	0.33	16.40	1.37	0.05	0.40	0.00	0.00	99.41
B1024-97a	F2	Pl	5	60.80	0.00	24.83	0.03	0.05	0.00	6.79	0.01	7.65	0.04	0.00	100.20
B1024-97a	F2	Bt	11	38.32	5.07	17.18	7.33	0.00	18.49	0.00	0.11	0.22	9.53	0.05	96.30
B1024-97a	F2	Opx	16	51.04	0.10	7.19	13.29	0.11	27.65	0.10	0.00	0.00	0.01	0.00	99.50
Б1024-97в	F1	Gr	27	41.63	0.01	23.27	16.81	0.28	17.16	1.23	0.00	0.00	0.00	0.00	100.38
Б1024-97в	F1	Pl	34	60.81	0.02	24.86	0.00	0.00	0.00	6.67	0.00	7.84	0.09	0.00	100.28
Б1024-97в	F1	Opx	37	51.40	0.07	7.24	12.93	0.22	27.49	0.13	0.00	0.37	0.00	0.00	99.85
Б1024-97в	F1	Bt	49	39.18	5.16	16.80	7.07	0.00	19.32	0.00	0.06	0.18	9.45	0.00	97.22
Б1021-16	F1	Pl	6	62.86	0.03	23.06	0.00	0.00	0.14	4.12	0.00	9.21	0.51	0.00	99.92
Б1021-16	F1	Opx	8	51.86	0.03	8.69	11.30	0.05	27.94	0.04	0.00	0.13	0.00	0.00	100.03
Б1021-16	F1	Bt	12	39.66	4.66	17.30	6.57	0.00	19.80	0.00	0.08	0.20	9.69	0.00	97.94
Б1021-16	F1	Gr	14	41.90	0.01	23.57	14.27	0.14	18.58	0.68	0.00	0.19	0.00	0.00	99.34
B1121-12	F1	Gr	2	40.87	0.00	23.76	18.05	0.00	17.25	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	100.86
B1121-12	F1	Opx	11	50.99	0.00	7.82	14.20	0.00	26.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.73
B1121-12	F1	Bt	17	38.86	3.81	16.77	8.04	0.00	18.56	0.00	0.00	0.23	10.63	0.00	96.90
B1121-12	F1	P1	33	60.44	0.00	25.17	0.14	0.00	0.00	5.91	0.00	8.29	0.38	0.00	100.33

Таблица 2.3. Микрозондовые анализы минералов, для которых получены лучшие термобарометрические определения. Метасоматоз. Порья губа.

Образец	Поле	Минерал	Точка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	Total
Blg-2	F2b	Bt	63	43.22	4.69	14.66	6.29	0.00	17.15	0.00	0.00	0.15	9.02	0.00	95.18
Blg-2	F2b	Opx	79	51.22	0.07	6.98	14.01	0.05	26.97	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	99.35
Blg-2	F2b	Gr	86	41.95	0.13	20.55	18.69	0.25	17.37	0.10	0.00	0.04	0.00	0.00	99.08
Б1024-97в	F2	Bt	6	38.70	4.59	17.14	6.23	0.00	19.69	0.00	0.00	0.30	9.40	0.00	96.05
Б1024-97в	F2	P1	10	59.82	0.05	24.48	0.09	0.01	0.00	6.42	0.00	8.12	0.11	0.00	99.10
Б1024-97в	F2	Gr	12	40.91	0.11	23.87	14.62	0.25	18.32	1.01	0.00	0.21	0.03	0.00	99.33
Б1024-97в	F2	Opx	17	52.39	0.07	7.56	11.76	0.07	28.37	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	100.27
Б1021-16	F4	Gr	40	41.68	0.07	23.67	16.11	0.17	16.79	0.83	0.00	0.11	0.00	0.00	99.45
Б1021-16	F4	Opx	49	51.55	0.15	7.34	12.87	0.09	27.67	0.06	0.06	0.14	0.03	0.00	99.95
Б1021-16	F4	P1	53	62.76	0.00	22.89	0.00	0.00	0.00	4.69	0.00	8.76	0.40	0.00	99.50
Б1021-16	F4	Bt	54	39.63	4.43	16.99	6.99	0.00	19.30	0.00	0.05	0.33	9.83	0.00	97.54
B801-56	F1	Pl	13	59.98	0.00	25.13	0.18	0.03	0.00	6.25	0.02	7.98	0.03	0.00	99.60
B801-56	F2	Gr	54	41.34	0.09	24.27	12.66	1.02	19.26	1.09	0.10	0.02	0.01	0.00	99.86
B801-56	F2	Bt	73	39.53	4.58	16.22	6.15	0.10	20.66	0.00	0.19	0.61	8.72	0.27	97.04
B801-56	F2	Opx	122	50.33	0.22	8.68	10.18	0.43	28.90	0.09	0.04	0.42	0.00	0.00	99.28
B801-56	F2	Gr	93	40.39	0.02	23.99	15.17	1.82	17.05	1.01	0.09	0.18	0.00	0.00	99.72
B801-56	F2	Opx	197	51.97	0.24	6.76	12.38	0.43	27.97	0.09	0.02	0.00	0.01	0.05	99.91
B801-56	F2	Pl	199	61.42	0.00	24.19	0.18	0.01	0.00	5.96	0.06	7.93	0.04	0.00	99.79
B801-56	F1	Pl	4	60.20	0.06	24.99	0.07	0.13	0.03	0.00	6.50	8.22	0.05	0.00	100.24
B801-56	F1	Grt	36	42.04	0.00	24.01	0.09	12.56	0.98	19.24	1.03	0.16	0.00	0.00	100.12
B801-56	F2	Bt	72	39.89	3.94	16.73	0.11	6.62	0.10	21.17	0.00	0.46	8.35	0.35	97.72
B801-56	F2	Opx	120	50.70	0.21	9.32	0.06	10.20	0.39	28.01	0.01	0.22	0.00	0.03	99.14
L4-2a	F1b	Crd	13	51.72	0.00	33.76	2.05	0.15	11.68	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	99.42
L4-2a	F1b	Bt	22	41.35	3.03	16.23	5.73	0.05	21.19	0.00	0.00	0.65	9.11	0.00	97.33
L4-2a	F2b	Opx	33	52.93	0.05	7.91	10.47	0.83	28.13	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	100.43
L4-2b	F2	Bt	25	41.77	3.46	16.09	5.46	0.15	20.46	0.00	0.03	0.48	9.07	0.00	96.97
L4-2b	F2	Crd	28	51.61	0.08	33.84	2.10	0.29	11.52	0.03	0.06	0.06	0.06	0.00	99.62
L4-2b	F2	Opx	32	52.72	0.17	6.92	11.30	0.82	27.93	0.05	0.00	0.04	0.05	0.00	100.00

Таблица 2.3 продолжение. Микрозондовые анализы минералов, для которых получены лучшие термобарометрические определения. Метасоматоз. Порья губа.

Образец	Поле	Минерал	Точка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	Total
B1021-12	F5	Opx	5	51.40	0.06	7.88	11.86	0.16	28.41	0.12	0.02	0.30	0.00	0.00	100.20
B1021-12	F5	Bt	7	39.25	3.37	17.08	5.99	0.00	20.48	0.00	0.00	1.01	9.41	0.00	96.59
B1021-12	F5	Crd	8	51.52	0.01	33.71	2.24	0.00	12.28	0.02	0.00	0.25	0.00	0.00	100.04
B1021-12	F5	Pl	11	60.80	0.00	24.47	0.15	0.03	0.01	6.20	0.00	8.08	0.22	0.00	99.94
Б1021-13-1	F2	Crd	29	51.62	0.05	34.34	2.78	0.05	11.55	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	100.42
Б1021-13-1	F2	Opx	36	51.43	0.14	7.05	14.37	0.00	26.33	0.04	0.00	0.25	0.03	0.00	99.64
Б1021-13-1	F2	Bt	43	40.64	2.61	16.66	7.90	0.00	19.70	0.00	0.06	0.28	8.63	0.00	96.46
B1121-10	F2	Crd	20	50.36	0.00	34.08	2.97	0.00	12.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.44
B1121-10	F2	Bt	83	38.83	4.01	16.73	7.18	0.00	19.40	0.00	0.00	10.03	0.00	0.00	96.17
B1121-10	F2	Gr	84	40.44	0.00	23.51	21.32	0.09	14.41	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	100.51
B1021-26-2	F1	Pl	28	60.23	0.00	25.27	0.27	0.00	0.00	6.32	0.00	8.18	0.00	0.00	100.27
B1021-26-2	F1	Gr	33	39.55	0.00	22.57	21.74	0.25	14.06	1.24	0.00	0.00	0.00	0.00	99.41
B1021-26-2	F1	Bt	52	37.84	3.83	16.84	6.19	0.00	19.93	0.00	0.00	0.14	10.37	0.15	95.29
B1021-26-2	F1	Crd	57	50.11	0.00	35.31	2.63	0.00	12.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.79
Б801-91	F2	Gr	1	40.48	0.03	23.48	15.38	3.23	16.57	0.84	0.15	0.20	0.01	0.00	100.36
Б801-91	F2	Crd	8	51.32	0.11	34.05	1.80	0.03	12.77	0.00	0.01	0.40	0.00	0.00	100.49
Б801-91	F2	Opx	16	52.63	0.11	5.10	11.89	0.95	28.80	0.10	0.00	0.39	0.00	0.00	99.98
B801-56	F1c	Bt	25	40.46	4.54	16.56	4.76	0.00	22.40	0.00	0.07	0.66	8.77	0.22	98.44
B801-56	F1c	Crd	28	50.56	0.02	34.43	1.57	0.01	12.60	0.00	0.05	0.00	0.01	0.02	99.27
B801-56	F1c	Opx	31	51.42	0.14	7.89	10.20	0.40	28.99	0.06	0.00	0.09	0.00	0.00	99.20
B801-56	F1c	P1	35	59.73	0.00	25.13	0.17	0.03	0.00	6.94	0.00	7.78	0.07	0.00	99.84
B801-56	F1c	Gr	47	42.20	0.07	24.28	13.28	1.17	18.22	1.01	0.08	0.00	0.02	0.00	100.31
B801-56	Fla	Gr	2	40.54	0.00	23.96	14.99	1.62	17.16	1.01	0.03	0.00	0.00	0.00	99.30
B801-56	Fla	Crd	7	50.85	0.00	34.67	1.47	0.07	12.69	0.03	0.00	0.11	0.00	0.06	99.96
B801-56	Fla	Opx	8	52.29	0.06	6.77	10.44	0.41	29.19	0.06	0.15	0.00	0.02	0.04	99.44
B801-56	F1a	P1	13	59.98	0.00	25.13	0.18	0.03	0.00	6.25	0.02	7.98	0.03	0.00	99.60

Таблица 2.3 продолжение. Микрозондовые анализы минералов, для которых получены лучшие термобарометрические определения. Метасоматоз. Порья губа.