

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

На правах рукописи

Юрченко Анастасия Владимировна



РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО
МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ
УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ГРАНАТСОДЕРЖАЩИМ
МИНЕРАЛЬНЫМ ПАРАГЕНЕЗИСАМ

Специальность 1.6.3 – Петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

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

Санкт-Петербург – 2021

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА.....	10
1.1 Приазовский блок.....	10
1.2 Среднеприднепровский блок.....	12
1.3 Орехово-Павлоградская зона.....	14
1.3.1 Тектоника Орехово-Павлоградской зоны.....	16
1.3.2 Метаморфизм Орехово-Павлоградской зоны.....	19
1.4 Корреляция геологических структур Украинского щита и Воронежского кристаллического массива.....	22
1.5 Выводы к главе 1.....	24
ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОРЕХОВО- ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ.....	26
2.1 Геологическое строение Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны.....	27
2.2 Выводы к главе 2.....	32
ГЛАВА 3 МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ.....	33
3.1 Геохимические методы анализа и инструменты.....	33
3.2 Методы геохронометрии и инструменты.....	33
3.2.1 U-Pb изотопная система в минералах.....	33
3.2.2 Sm - Nd изотопная система в минералах.....	34
3.3 Методы и инструменты петрологического моделирования и геотермобарометрии.....	35
3.3.1 Расчет модальных количеств минералов в породе.....	35
3.3.2 Классическая геотермобарометрия и программа TWQ.....	35
3.3.3 Методика петрологического моделирования.....	38
3.4 Выводы к главе 3.....	40
ГЛАВА 4 СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ПО МЕТАТОНАЛИТУ.....	41
4.1 Петрография, состав пород и минералов.....	41
4.1.1 Петрография пород.....	41
4.1.2 Геохимические особенности пород.....	44
4.1.3 Минералогия метатоналита и гранат-биотитового гнейса.....	46
4.2 РЗЭ в гранатах и биотитах из метатоналита и гранат-биотитового гнейса.....	52
4.3 Оценки температур и давлений.....	54
4.4 Вероятные механизмы образования гранат-биотитовых гнейсов.....	57
4.5 Выводы к главе 4.....	63
ГЛАВА 5 УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И <i>PT</i> -ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГНЕЙСОВ МЕТАОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА ВАСИЛЬКОВСКОГО УЧАСТКА ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ.....	65
5.1 Петро- и геохимические особенности пород метаосадочного комплекса.....	65

5.2 Геологическое, петрографо-геохимическое описание гнейсов метаосадочного комплекса Васильковского участка.....	75
5.3 Особенности состава минералов гнейсов метаосадочного комплекса.....	88
5.3.1 Гранат	89
5.3.2 Слюда.....	92
5.3.3 Полевые шпаты	93
5.3.4 Силлиманит.....	94
5.4 Условия метаморфизма гнейсов метаосадочного комплекса.....	95
5.4.1 Результаты классической термобарометрии	96
5.4.2 Результат моделирования в программе THERIAK-DOMINO	98
5.4.3 Результат моделирования в программе THERMOCALC.....	104
5.4.4 Выводы по результатам моделирования и термобарометрии минеральных парагенезисов.....	106
5.5 Использование граната для реставрации <i>PT</i> -тренда метморфизма Орехово-Павлоградской зоны.....	107
5.6 Выводы к главе 5	112
ГЛАВА 6 ОРИЕНТИРОВАННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНАТЕ	115
6.1 Описание минеральных ориентированных включений в гранатах Васильковского участка.....	115
6.2 Раман-спектроскопия ориентированных включений.....	121
6.3 Механизмы образования ориентированных включений.....	122
6.4 Оценка окислительно-восстановительных условий формирования в гранате ориентированных включений оксидов железа	125
6.5 Выводы к главе 6	127
ГЛАВА 7 ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ.....	129
7.1 U-Pb изотопный анализ циркона.....	129
7.2 Геохимия РЗЭ в цирконах.....	133
7.3 U-Pb изотопные данные в монаците.....	135
7.4 Sm-Nd изотопный анализ пород и минералов.....	137
7.5 Оценка времени метаморфизма гнейсов по анализу Sm-Nd изотопной системы в гранате.....	141
7.6 Выводы к главе 7	142
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	144
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	146
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	148
ПРИЛОЖЕНИЕ А Химические составы и минеральные ассоциации пород Васильковского участка ОПЗ	170
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Содержание петрогенных элементов и кристаллохимические формулы в породообразующих минералах пород Васильковского участка ОПЗ	176
ПРИЛОЖЕНИЕ В Данные U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов пород Васильковского участка ОПЗ, содержание редких и редкоземельных элементов в цирконах	193

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. При разработке тектонических моделей сложность представляет определение времени метаморфизма и увязка *PT*-параметров образования пород с общей шкалой геологических событий. Эти задачи нужно решать с использованием минералов, прямо свидетельствующих о времени и физико-химических условиях геологических процессов. Информативным минералом является гранат – наиболее изученный многокомпонентный твердый раствор, состав которого определяется термодинамическими и физико-химическими параметрами среды (напр., Spear, 1991). Он стабилен в огромном диапазоне *PT*-условий и составов пород, используется в Sm-Nd геохронометрии, благодаря высокому Sm/Nd отношению в нем.

Составы граната активно используются для определения *PTt*-режимов образования метаморфических минеральных парагенезисов (Hollister, 1966; Spear, Selverstone, 1983; Lasaga, Jiang, 1995; Tirone, Ganguly, 2010; O'Brien, 1999; Cooke et al., 2000; Escuder-Viruete et al., 2000; Spear, Daniel, 2001; Гульбин, 2014; Лиханов и др., 2016; Туркина, Сухоруков, 2017 и др.), что в свою очередь позволяет решать широкий круг петрологических и геодинамических задач.

Степень разработанности темы исследования. В настоящее время существуют два альтернативных представления о строении и эволюции коры Украинского щита в докембрии. По мнению ряда исследователей (Щербак и др., 1984; Артеменко, 1995; Щербак, Пономаренко, 2000 и ссылки в ней), архейские образования слагали единый древний кратон, испытавший внутрикратонные тектонические преобразования как в архее, так и в протерозое. Другие исследователи (Каляев, 1989; Bogdanova et al., 2001, 2006; Glevassky, Glevasska, 2002; Азаров, 2005; Щербаков, 2005; Claesson et al., 2006; Гинтов, 2017) предполагают, что современное строение щита определили плейт-тектонические процессы на границе архея и протерозоя, создав коллаж архейских и протерозойских структур в результате амальгамации отдельных тектонических

блоков. В последние годы появился ряд работ, касающихся строения и тектонической эволюции Украинского щита как сегмента Сарматии в составе Восточно-Европейского кратона (Щипанский и др., 2007; Минц и др., 2014; Lobach-Zhuchenko et al., 2014; Савко и др., 2017; Claesson et al., 2018; Самсонов и др., 2020; и другие).

Однако, работ, связанных с изучением строения и эволюции протерозойских шовных зон, практически не было. В связи с этим в данной работе основной акцент сделан на реставрацию условий метаморфизма и развития одной из таких зон – Орехово-Павлоградской (ОПЗ). Проведенные исследования направлены главным образом на изучение палеопротерозойского этапа метаморфизма пород ОПЗ, содержащих в своем составе парагенезисы с гранатом. Знание условий метаморфизма пород этой зоны является необходимым звеном в разработке тектонической модели развития восточной части Украинского щита.

Цель работы: реконструкция термодинамических параметров метаморфизма пород Орехово-Павлоградской зоны, оценка времени, стадийности метаморфических событий на основе изучения гранатсодержащих парагенезисов.

Задачи работы:

1. Установление геологической и структурной позиции метаморфических пород ОПЗ (Васильковский участок).
2. Определение условий и стадийности метаморфизма пород ОПЗ с применением петролого-минералогических и геохимических методов.
3. Оценка времени регионального метаморфизма с использованием разных изотопных методов по комплексу минералов, кристаллизация или перекристаллизация которых связана с процессом метаморфизма (гранат, монацит, циркон).
4. Реконструкция природы протолита гранат-биотитовых гнейсов.

Научная новизна.

1. Установлен полный *PT*-тренд с выделением начальной, пиковой и постпиковой стадий палеопротерозойского регионального метаморфизма пород северной части Орехово-Павлоградской зоны.

2. *PT*-условия палеопротерозойского метаморфизма реконструированы по комплексу петрологических и геохронологических методов, и определено время метаморфического события двумя независимыми методами: Sm-Nd по гранату и U-Pb по монациту. Показано соответствие теоретических моделей формирования метаморфических парагенезисов глиноземистых пород эмпирическим наблюдениям.

3. Установлены и охарактеризованы ранее неизвестные ориентированные гётитовые минеральные включения в метаморфических гранатах.

4. Обосновано развитие гранат-биотитовых гнейсов по тоналитам в протерозойских зонах сдвиговых деформаций.

Теоретическая и практическая значимость работы. Полученные данные могут быть использованы при составлении геологических карт и легенд к ним, а также при геодинамических реконструкциях эволюции Орехово-Павлоградской зоны и Украинского щита. Методический подход в исследовании метаморфических пород может быть использован в учебном процессе при подготовке специалистов-петрологов.

Методология и методы исследований. В основе работы лежат материалы, полученные автором в результате полевых и камеральных работ 2008-2012 гг. – коллекция состоит из более 50 образцов, 100 шлифов и 50 микронзондовых пластинок. Аналитический материал включает 45 химических анализов пород на главные, редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ), более 2000 локальных химических анализов минералов, 40 определений содержания РЗЭ в минералах. Определение возраста основано на изотопном анализе Sm-Nd системы в различных минералах из пяти проб, а также U-Pb системы циркона из двух проб и U-Pb системы монацита из одной пробы.

Состав пород анализировался методом XRF (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), а содержание редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS (ВСЕГЕИ). Состав минералов определялся на электронном микроскопе JSM-6510LA с ЭДС JED-2200 (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

Возраст циркона получен локальным U-Pb методом датирования (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ), а U-Pb возраст монацита – методом изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре MAT-261 (ИГГД РАН). Анализ изотопного состава Sm и Nd производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON (ИГГД РАН).

Включения в гранате изучались с помощью рамановской спектроскопии (Горный университет, г. Санкт-Петербург). Внутреннее строение циркона исследовалось на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-7001F с ЭДС INCA в ЦКП Горного университета. Содержания редкоземельных и редких элементов в минералах определялись на ионном зонде Cameca IMS-4F в ЯФ ФТИАН (г. Ярославль).

Для *PT*-оценок метаморфизма и расчета полей устойчивости минералов использованы программы THERIAK-DOMINO (deCapitani, Brown, 1987; с обновлениями С. deCapitani, 1995-2017 гг.), winTWQ v. 2.34 (Berman, 1991, 2007) THERMOCALC v. 3.33 (Holland, Powell, 1998), PERPLEX (Connolly, 2009-2015).

Положения, выносимые на защиту:

1. Гранат-биотитовые гнейсы образовались в результате палеопротерозойской структурно-метаморфической переработки архейских тоналитов и локализованы в маломощных сдвиговых зонах. Появление граната в новообразованных парагенезисах обусловлено уменьшением отношения H_2O/CO_2 во флюиде и пониженным содержанием K_2O в породе.

2. Палеопротерозойский этап метаморфизма характеризуется стадийностью, отраженной в химической зональности минералов. Реконструкция параметров метаморфизма палеопротерозойского этапа указывает на *PT*-тренд «по часовой стрелке» с кульминацией метаморфизма, достигающей гранулитовой фации.

3. Гранат глиноземистых гнейсов характеризуется зональным распределением ориентированных минеральных включений, возникших при синтаксическом срастании граната и оксидов железа, впоследствии преобразованных в гётит. Синтаксический рост происходил на прогрессивной

ветви метаморфизма до достижения условий гранулитовой фации при фугитивности кислорода 10^{-20} – 10^{-16} .

Степень достоверность результатов исследования определяется применением аналитических данных, полученных современными прецизионными методами; компьютерных методов расчета, использованием апробированных современных, взаимосогласованных термодинамических баз для миналов и твердых растворов; взаимной верификацией теоретических расчетных данных и природных наблюдений.

Апробация результатов. Результаты исследования докладывались на международной научной конференции “Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли” (г. Петрозаводск, 2011); международной научной конференции “EGU General Assembly” (Австрия, г. Вена, 2012); XXIII молодежной научной школе-конференции памяти К.О. Кратца (г. Петрозаводск, 2012); III международной научно-практической конференции памяти А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург, 2013); международной конференции “Granulites & Granulites” (Индия, г. Хайдерабад, 2013); российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия “Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика” (г. Санкт-Петербург, 2019); на международном геологическом студенческом саммите (г. Санкт-Петербург, 2021).

Личный вклад автора состоит в участии на всех этапах проведенного исследования. При непосредственном участии автора были получены и проанализированы изотопные данные по породам и отдельным минералам. Лично автором выполнено петрографическое описание пород, обработка и интерпретация микрозондовых исследований минералов, изучение ориентированных минеральных включений в метаморфическом гранате, расчет *PT*-параметров кристаллизации метаморфических минеральных парагенезисов и применение методов петрологического моделирования для метаморфического процесса. Автором также дана интерпретация результатов геохимического изучения метаосадочных пород Васильковского участка ОПЗ.

Публикации. Результаты диссертационной работы в достаточной степени освещены в 14 печатных работах, в том числе в 3 статьях – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертации на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук (далее – Перечень ВАК), в 1 статье – в издании, входящем в международные базы данных и системы цитирования Scopus, Web of Science.

Структура работы. Диссертация состоит из введения, семи глав с выводами по каждой из них, заключения, списка сокращений и условных обозначений, библиографического списка и трех приложений. Диссертация изложена на 196 страницах машинописного текста, включает 64 рисунка, 20 таблиц. Список литературы включает 192 источника.

Благодарности. Автор благодарит своего научного руководителя Шаукета Каимовича Балтыбаева за консультации и содействие в работе.

Автор приносит искреннюю признательность коллегам: за консультации и обсуждение диссертации С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаеву, Н.А. Арестовой и В.В. Балаганскому, за конструктивные замечания и поддержку на разных этапах подготовки работы А.Б. Кузнецову, С.Г. Скублову, П.Я. Азимову и Д.В. Доливо-Добровольскому, И.И. Лиханову, К.А. Савко, за консультации по проблемам кристаллографии А.Г. Штукенбергу, за помощь в аналитических исследованиях О.Л. Галанкиной, Е.С. Богомолу, Н.А. Ризвановой, В.М. Саватенкову, М.В. Морозову и М.М. Мачевариани.

Особая благодарность коллегам из ИГМР им Н.П. Семененко НАН Украины А.М. Пономаренко, Л.М. Степанюку, Г.В. Артеменко, В.В. Сукачу за помощь в проведении полевых работ и предоставленный материал.

Автор также благодарит свою семью за поддержку в самые сложные минуты поисков и сомнений.

ГЛАВА 1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Украинский щит представляет собой обнаженный фрагмент фундамента юга Восточно-Европейской платформы (Gorbatshev, Bogdanova, 1993) и имеет сложное геологическое строение, обусловленное сочетанием крупных гетерогенных блоков, а также межблоковых и внутриблоковых структур разного порядка. Эти структуры по периферии щита, а местами и в его пределах, перекрыты осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями рифея и фанерозоя (Закруткин, 1990) (Рисунок 1.1 А).

Основой чертой строения Украинского щита является его блоковая структура. В большинстве современных тектонических схем выделяют шесть разнородных блоков: Приазовский (ПБ), Среднеприднепровский (СПДБ), Ингульский, Росинско-Тикичский, Днестровско-Бугский и Волынский, которые разделены шовными зонами (Щербак, Артеменко, 2005). Согласно корреляционной хроностратиграфической схеме Украинского щита (Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію..., 2004 г.) выделены три шовные (межблоковые) зоны, имеющие субмеридиональное простирание – Орехово-Павлоградская, Ингулецко-Криворожская, Голованевская (Рисунок 1.1 Б).

Объектом данного диссертационного исследования является Орехово-Павлоградская зона (ОПЗ), разделяющая Приазовский и Среднеприднепровский блоки восточной части Украинского щита. Эти блоки и юго-восточная часть Воронежского кристаллического массива (Курский блок) представляют собой мезоархейское ядро Сарматии (3.2–2.8 млрд лет) – южного сегмента Восточно-Европейского кратона (Shchipansky, Bogdanova, 1996). Ниже приводится более подробная характеристика СПДБ и ПБ, а также ОПЗ.

1.1 Приазовский блок

Приазовский блок занимает крайнюю юго-восточную часть Украинского щита (Рисунок 1.1 Б). Его особенностью является то, что в его строении

участвуют почти все магматические и метаморфические комплексы, представленные в других блоках Украинского щита. Приазовский блок разделяют на Западное, Центральное и Восточное Приазовье.

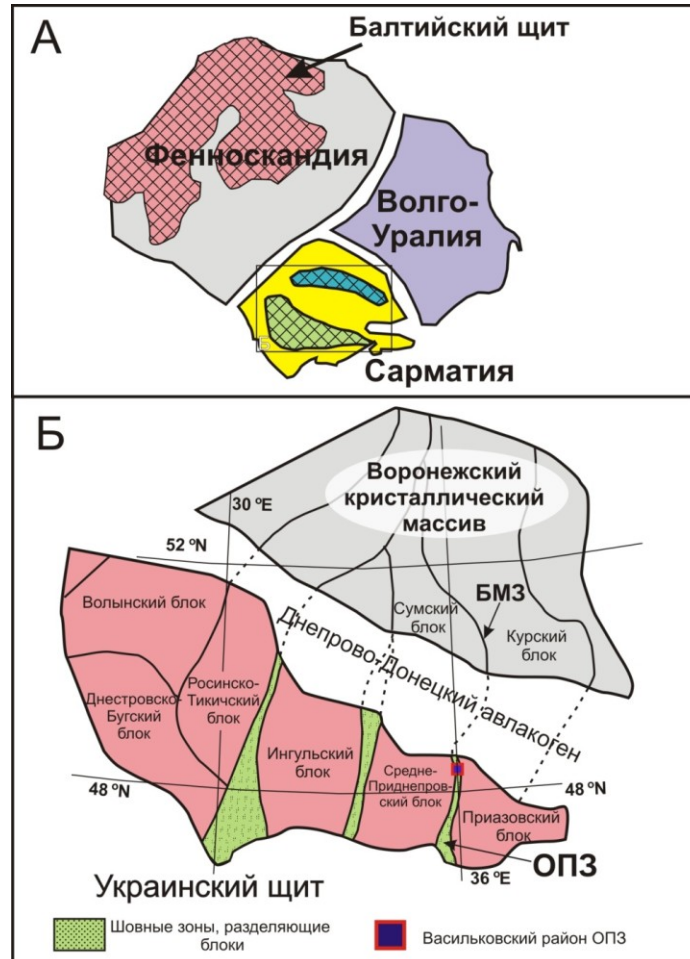


Рисунок 1.1 – Схема положения Украинского щита в пределах Восточно-Европейской платформы (Gorbatshev, Bogdanova, 1993) (А) и (Б) – тектонические схемы Украинского щита (Lobach-Zhuchenko et al., 2014) и Воронежского кристаллического массива; блоки (Б): СБ – Сумский, КБ – Курский; ПБ – Приазовский, СПБ – Среднеприднепровский, ИБ –Ингульский, РТБ – Росинско-Тикичский, ДББ – Днестровско-Бугский, ВБ – Волынский; зоны: БМЗ – Белгород-Михайловская, ОПЗ – Орехово-Павлоградская

В Западном Приазовье преобладают толщи западноприазовской серии (3.60 – 2.60 млрд лет), представленные амфибол-, пироксенсодержащими кристаллосланцами и плагиогнейсами в переслаивании с биотитовыми

плагиогнейсами, гранат-биотитовыми и глиноземистыми гнейсами бассейна р. Токмак. Породы серии мигматизированы и претерпели гранулитовый метаморфизм.

В Центральном и Восточном Приазовье преобладают породы центральноприазовской серии (2.60 – 1.75 млрд лет), представленные двупироксен-роговообманковыми, ортопироксен-роговообманковыми кристаллосланцами и амфиболитами, плагиогнейсами, высокоглиноземистыми, биотитовыми, гранатовыми гнейсами, железистыми и безрудными кварцитами, кальцифирами. Породы центральноприазовской серии также были подвержены гранулитовому метаморфизму. Считается, что центральноприазовская серия со структурным несогласием залегает на породах западноприазовской серии.

В настоящее время наиболее распространенным является мнение о трехъярусном строении блока: самый нижний (инфраструктурный ярус) сложен сложнодислоцированными палеоархейскими породами западноприазовской серии; второй (супраструктурный ярус) представлен мезоархейскими гранит-зеленокаменными комплексами (Новогоровский, Северотеряский, Павловский, Сорокинский, Кунсугурский и др.); к третьему ярусу относятся неоархейские породы центральноприазовской серии и палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования и щелочные комплексы (Черниговский, Хлебодаровский). (Щербаков, 2005; Щербак, Артеменко, 2005).

1.2 Среднеприднепровский блок

Среднеприднепровский блок Украинского щита ограничен на западе Криворожско-Кременчугским, а на востоке – Орехово-Павлоградским субмеридиональными разломами. СПДБ сложен породами Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области и примыкающими к ней на западе породами Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. Основной особенностью геологического строения района является широкое

развитие в его пределах огромных масс плагиогранитоидов и мигматитов днепропетровского комплекса с редкими останцами метаморфических пород, а также мощных толщ метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований.

СПДБ имеет двухъярусное строение. Нижний инфраструктурный ярус представлен породами аульской серии, которая объединяет разнообразные ксенолиты амфибол- и биотитсодержащих плагиогнейсов в пределах гранитных куполов. Слагающие эти ксенолиты породы по характеру минеральных ассоциаций и составу породообразующих минералов относятся преимущественно к образованиям амфиболитовой фация и лишь в пределах отдельных структур (в северо-восточной Новоалександровской купольной структуре и Белозерской структуре) встречены реликтовые парагенезисы гранулитовой фации (Усенко и др., 1982).

Верхний ярус представлен зеленокаменными структурами (наиболее крупные из них – Верховцевская, Сурская, Чертомлыкская, и другие – Белозерская, Конкская, Софиевская, Дерезоватская). Во внешних зонах блока зеленокаменные структуры имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку и сложены комплексами вулканогенно-осадочных пород с возрастом около 3.10 млрд лет. Как и для других гранит-зеленокаменных поясов, для гнейсово-мигматитового фундамента и зеленокаменных структур характерно наличие структурного несогласия.

Все зеленокаменные структуры характеризуется своими особенностями, но обнаруживают и сходство, что позволяет выделять слагающие их вулканогенно-осадочные образования в конкскоую и белозерскую серии (3.20-3.00 млрд лет). Конкская серия (мощностью около 15 км) сложена метаморфизованными толеитовыми базальтами, коматиитами, железисто-кремнистой формацией с подчиненным количеством метаандезитов и кислых вулканитов в верхней части разреза. Она несогласно перекрывается белозерской серией (около 2.5 км), представленной метатерригенными породами, железисто-кремнистой формацией с крупными месторождениями богатых железных руд. Вулканические породы этой серии имеют подчиненное значение (Щербак, 2009).

С зеленокаменными поясами тесно связаны интрузии тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации – ранняя 3.17 – 3.10 млрд лет (Щербак, Артеменко, 2005) и поздняя 2.95 млрд лет (интрузивные фазы сурского комплекса). Интрузии калиевых гранитов (мокротосковский, токовский и галещинский комплексы) завершают архейский гранитоидный магматизм СПДБ на этапе кратонизации 2.85-2.80 млрд лет, а самыми поздними интрузиями гранитоидов являются лейкократовые граниты анновского комплекса с возрастом 2.62 млрд лет.

В северо-восточной части СПДБ в зоне сочленения с Приазовским блоком залегают небольшие массивы щелочных пород – Малотерсянский и Малоалександровский, возраст которых 2.08 млрд лет (Щербаков, 2005). Эти массивы расположены вблизи гранулитов ОПЗ и Славгородского района.

Криворожско-Кременчугская субмеридиональная структурно-фациальная зона сложена слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными породами криворожской серии (2.50–2.0 млрд лет), представленной metabазитами, кварцитами, метагравелитами, различными сланцами, метапесчаниками, магнетит-амфиболовыми роговиками и джеспилитами, рудными кварцитами и мраморами (Щербаков, 2005; Щербак, Артеменко, 2005).

1.3 Орехово-Павлоградская зона

Орехово-Павлоградская зона, расположенная между Приазовским и Среднеприднепровским блоками (Рисунок 1.2) (Азаров, 2005), представляет собой палеопротерозойскую структуру. На сегодняшний день нет общепринятого мнения о тектонической природе этой структуры. Одни исследователи (например, Глевасский, 1989; Глевасский, Каляев, 2000; Глевасский, Глевасская, 2002; Азаров, 2005) рассматривают ее как коллизионную структуру, которая образовалась после субдукции в восточном направлении океанической коры архейского Среднеприднепровского блока под Приазовский и последующего

СТОЛКНОВЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ.

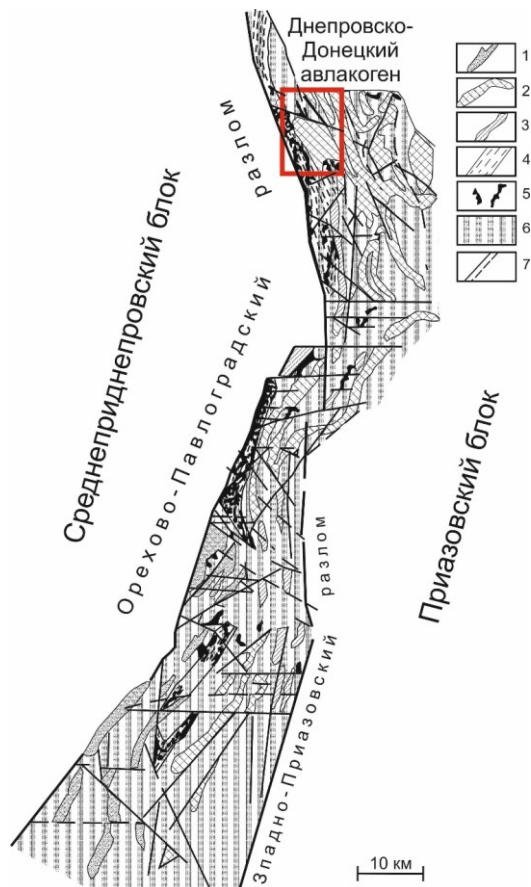


Рисунок 1.2 – Схема геологического строения Орехово-Павлоградской шовной зоны (по Азарову, 2005). Архей: 1 – новопавловский комплекс: плагиограниты и чарнокитоиды со скиалитами основных гранулитов и гипербазитов, гнейсов, железистых кварцитов, 2 – западно-приазовская серия: пироксеносодержащие мигматиты со скиалитами эндербитов, основных и железистых гранулитов, 3 – фрагменты зеленокаменных разрезов нерасчлененные: амфиболиты и серпентиниты, зеленые сланцы, слюдистые кварциты, железистые кварциты; нижний протерозой: 4 – васильковская и белоскальская толщи нерасчлененные: биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы, железистые кварциты, в основании разреза (белоскальская толща) – основные гранулиты, чарнокитоиды, кварциты, высокоглиноземистые и графитсодержащие гнейсы, эвлизиты и железистые кварциты, 5 – прослеженные горизонты железистых кварцитов, эвлизитов, кварцитов, 6 – мигматиты и граниты; 7 – разломы, красным прямоугольником отмечен Рисунок 2.1

В то же время ряд исследователей высказывают точку зрения о том, что ОПЗ представляет собой внутриконтинентальную зону сжатия (Balagansky et al., 2011; Lobach-Zhuchenko et al., 2014).

Из-за слабой обнаженности представления о геологическом строении этой зоны основываются преимущественно на данных бурения и геофизических исследований. Зона достаточно четко прослеживается в магнитном поле в силу большого количества аномалий, вызванных наличием в ее строении железистых кварцитов.

ОПЗ имеет в плане “коленчатое” строение и простирается на 200 км в пределах УЩ, на севере она уходит под Днепровско-Донецкий авлакоген и продолжается в пределах Воронежского кристаллического массива. На юге ОПЗ постепенно погружается под мезо-кайнозойский покров Приднепровской впадины. Ширина ОПЗ не постоянна: наиболее узкая ее часть в центре составляет 4–10 км, а наиболее широкая на юге достигает 40 км. Западной границей ОПЗ является Орехово-Павлоградский глубинный разлом мантийного заложения. От Приазовского блока ОПЗ отделена Западно-Приазовским разломом (Азаров, 2005; Николаев, 2008) и серией региональных разломов. Северное продолжение западной границы ОПЗ на Воронежском кристаллическом массиве интерпретируется как глубокий Волчанско-Шаблинский надвиг, отделяющей Сумский и Курский тектонические блоки (Чекунов, 1966).

1.3.1 Тектоника Орехово-Павлоградской зоны

Орехово-Павлоградская зона как субмеридиональная региональная структура, входящая в состав Приазовского блока Украинского щита, была выделена еще в 50-е годы прошлого века. Как самостоятельный элемент шовную Орехово-Павлоградскую зону, как и другие шовные зоны (Голованевскую и Ингулецко-Криворожскую) на Украинском щите, было предложено выделить сравнительно недавно (Дранник и др., 2003).

До сих пор нет единого мнения о допротерозойской истории ОПЗ и

соотношениях Среднеприднепровского и Приазовского блоков. Одни исследователи считают, что эти блоки были единым микроконтинентом (Shcherbak et al., 1984; Артеменко, 1995; Щербак, Пономаренко, 2000; Щербаков, 2005 и другие). Другие полагают, что уже в архее они развивались автономно друг от друга и были частями двух разных микроконтинентов, которые были объединены в один лишь в палеопротерозойское время (Каляев, 1989; Богданова и др., 2001, 2006; Глевасский, Глевасская, 2002; Азаров, 2005; Claesson et al., 2006).

Соответственно, различаются и интерпретации модели строения и развития структур Орехово-Павлоградской зоны.

Верхняя – терригенно-осадочная, в строении которой участвуют различные гнейсы, безрудные кварциты, железистые кварциты, кальцифиры, в стратиграфической схеме соответствующие волчанской толще (нижний протерозой) (Щербаков, 2005). В обеих формациях встречаются межпластовые интрузивные тела пироксенитов, реже габбро.

В первом случае это зона линейно-тектонических разломов, образовавшихся предположительно в архее (около 3.1 млрд лет назад) во время рифтинга в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья, когда был заложен мантийный Орехово-Павлоградский глубинный разлом, разделяющий эти блоки. Во втором случае – это зона протерозойского сочленения (шовная зона) двух разных микроконтинентов.

Для протерозойской истории развития Орехово-Павлоградской зоны предложены две основные модели:

1. ОПЗ представляет собой палеопротерозойскую коллизионную структуру (Глевасский, Глевасская, 2002; Азаров, 2005; Щербаков, 2005), которая образовалась в результате субдукции в восточном направлении океанической коры архейского Среднеприднепровского блока под Приазовский блок и последующего межконтинентального столкновения. Приднепровский блок при этом рассматривается как пассивная, а Приазовский как активная континентальная окраина андского типа. При этом ОПЗ – это граница поглощения океанической коры, и шов, объединяющий два микроконтинента. А в целом, с

учетом последующих тектонических событий, ОПЗ рассматривается как зона скучивания отложений континентальных склонов и океанической коры между древними литосферными блоками.

2. ОПЗ представляет собой внутриконтинентальную зону сжатия (Balagansky et al., 2011; Lobach-Zhuchenko et al., 2014) между Среднеприднепровским и Приазовским блоками. Подобная тектоническая структура описана в работе (Spaggiari et al., 2008) между кратонами Пилбора и Йилгари на северо-западе Австралии, где орогеническая палеопротерозойская структура (The Carriacorn orogeny) интерпретируется как внутрикратонная тектоническая зона. В основу такой интерпретации положен факт отсутствия комплекса пород, характерных для обстановок на конвергентных границах.

В поддержку второй модели свидетельствует то, что палеопротерозойские осадочные породы в ОПЗ представлены безрудными кварцитами, железистыми кварцитами, глиноземистыми гнейсами и кальцифирами. Как в ОПЗ и Приазовском блоке, так и на продолжении ОПЗ на Воронежском кристаллическом массиве в Белгород-Михайловский зоне, они имеют архейский источник. При этом палеопротерозойское осадконакопление происходило в условиях неглубокого внутриконтинентального бассейна (Сиротин, Лебедев, 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2014; Кузнецов и др., 2019). Железистые кварциты, которые распространены в ОПЗ в палеопротерозойской осадочной толще, были отложены вдоль краев кратонов или континентальных платформ при относительно стабильных тектонических условиях (Gross, 1983). Такие данные позволяют рассматривать ОПЗ как линейный бассейн на границе между СПДБ и ПБ, который был аналогичен внутрикратонному рифту. А палеопротерозойские основные магматические породы этого района имеет плюмовый источник и попадает в поле плато-базальтов на диаграмме Nb/Y—Zr/Y (Lobach-Zhuchenko et al., 2014).

Скорее всего, палеопротерозойская активизация произошла по ранее существовавшей архейской линейно-тектонической зоне около 2.10 – 2.00 млрд лет назад и была связана с коллизией Сарматии и Волго-Уралии около 2.1 млрд лет

(Bogdanova et al., 2006). В период 2.1 до 2.05 млрд лет в Восточной Сарматии господствовал режим растяжения, фиксируемый внедрением магматических комплексов, петрогенезис которых связан либо непосредственно с плавлением верхней мантии, либо с участием в их образовании дифференциатов мантийного плавления (Щипанский и др., 2007). Такие породы широко проявлены в Приазовском блоке: черниговский комплекс щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, а также ряд гранитных массивов возраста около 2.10-2.03 млрд лет (Кривдик и др., 2009) и дубравинский комплекс щелочных пироксенитов, сиенитов и карбонатитов около 2.0 млрд лет, и другие в Воронежском кристаллическом массиве (Минц и др., 2014). Связанный с этими процессами региональный метаморфизм достигал условий гранулитовой фации.

1.3.2 Метаморфизм Орехово-Павлоградской зоны

Слабая обнаженность кристаллического фундамента, неравномерная изученность, малочисленные и не всегда достоверные изотопные данные, сложное строение зоны в результате длительной истории развития – все это осложняет геологическое изучение ОПЗ и, в частности, расшифровку параметров метаморфизма пород.

Известно, что на территории ОПЗ наиболее распространены породы амфиболитовой фации метаморфизма, которые занимают большую часть площади зоны (Голенчук, 1978).

Так, при попытке охарактеризовать региональный метаморфизм в ОПЗ как части Приазовского блока, базируясь только на геологических наблюдениях и петрографических данных, в работе Р.Я. Белевцева (Белевцев, 1982) были сделаны выводы о зональности метаморфизма в ОПЗ. Автор считает, что в ОПЗ наблюдаются значительные изменения метаморфизма как по простиранию, так и вкрест простирания толщ: степень метаморфизма чаще всего увеличивается с запада на восток.

В южной части зоны преобладают биотитовые гнейсы, микрогнейсы,

амфиболиты, гиперстенсодержащие железистые породы и силлиманит-мусковитовые гнейсы и кварциты, которые относятся к эпидот-амфиболитовой фации и частично к амфиболитовой фации. Степень метаморфизма отчетливо увеличивается в восточном направлении от зеленосланцевой фации в Белозерском районе до амфиболитовой фации на Кунсунгурском и Корсак-Могильском железорудных месторождениях.

В средней части ОПЗ по сравнению с южной частью зоны степень метаморфизма падает до ставролитовой субфации на Терсянских участках. Здесь характерны андалузит- и ставролитсодержащие сланцы.

На севере ОПЗ, в районе Васильковского участка, развиты породы амфиболитовой и гранулитовой фации. К ним относятся гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы с ортоклазом и гранат-гиперстеновые метабазиты. Степень метаморфизма здесь также увеличивается в восточном направлении.

Рядом авторов: Э.Б. Наливкиной (Наливкина, 1978), Р.Я. Белевцевым (Белевцев, 1982), В.В. Закруткиным (Закруткин, 1990), – отмечена прогрессивная раннепротерозойская региональная метаморфическая зональность для УЩ. Она прослеживается не только в протерозойских межблоковых зонах, но и в породах архейских блоков. Но прогрессивный изохимический метаморфизм проявляется лишь в межблоковых зонах, в то время как в породах архейского фундамента протерозойский региональный метаморфизм имеет регрессивный часто аллохимический характер.

Как указывалось выше, ОПЗ закрыта осадочным чехлом, и результаты ее исследования в основном базируются на результатах геофизических исследований и бурения. Исторически большее внимание уделялось изучению железорудных районов, в разное время с разной долей детальности были исследованы железорудные месторождения и рудопроявления в ОПЗ. Результаты этих исследований обобщены в работе Н.Я. Азарова (Азаров и др., 2005).

На схеме геологического строения ОПЗ (Рисунок 1.2) видно, что среди супракрустальных образований ОПЗ есть породы как архейского, так и протерозойского возраста. Если архейские супракрустальные породы встречаются

как небольшие фрагменты, то протерозойские (васильковская и белоскальная толщи) прослеживаются по всей зоне с севера на юг достаточно уверенно, потому что в своем составе имеют маркирующие эти толщи железистые кварциты. В центральной части ОПЗ с этими толщами связано крупнейшее в ОПЗ Васиновское железорудное месторождение. При этом на севере ОПЗ в протерозойских супракрустальных породах метаморфизм в западной части определен в условиях амфиболитовой фации, а в восточной части больше проявлены кордиеритовые парагенезисы, замещающие гранат и образующие вокруг него келифитовые каймы, что авторами рассматривается как результат второй стадии метаморфического преобразования глиноземистых гнейсов, происходивший в условиях сопряженного снижения температуры и давления в условиях перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма. В этой же части структуры появляются и гранулиты основного состава. При этом давление, вычисленное по метаморфическим минеральным парагенезисам, не превышало 7 кбар (Азаров и др., 2005).

В центральной и южной частях ОПЗ метаморфизм в протерозойских метаморфических толщах определен как преимущественно отвечающий условиям амфиболитовой фации.

Добавим, что, несмотря на преобладание в пределах ОПЗ андалузитовых и силлиманитовых парагенезисов, встречается упоминание о дистенсодержащих метапелитах на севере ОПЗ, которые рассматриваются как реликты ранее существовавших и сохранившихся высокобарных условий метаморфизма (Щербаков, 2005).

Таким образом, характерной чертой ОПЗ является ее сильно вытянутая структура, выраженная чередованием крутопадающих тектонических пластин различного возраста и литологии с неравномерно проявленным метаморфизмом и магматизмом. Наиболее полный разрез структуры ОПЗ представлен в ее северной части (Васильковский участок), где помимо литологического разнообразия можно найти свидетельства одновременного и стадийного метаморфизма пород, в пике достигающего гранулитовой ступени.

1.4 Корреляция геологических структур Украинского щита и Воронежского кристаллического массива

Приазовский и Среднеприднепровский блоки и разделяющая их ОПЗ имеют свое продолжение на Воронежском кристаллическом массиве (Рисунок 1.1). Прослежены они геофизическими методами и вскрыты буровыми скважинами под осадочным чехлом Днепровско-Донецкого авлакогена (Чернышев, Артеменко, 2004; Омельченко, 2015). В архейское и протерозойское время указанные тектонические блоки составляли единую структуру (Shchipansky, Bogdanova, 1996; Щипанский и др., 2007; Савко и др., 2018), тогда как в фанерозое (девоне) в результате растяжения на южной периферии Восточно-Европейской платформы возник палеорифт, разделивший Украинский щит и Воронежский кристаллический массив. Аналогом Среднеприднепровского блока на ВКМ является Белгородско-Сумский блок, а Приазовского блока – Курско-Корочажский блок. Белгород-Михайловская зона является продолжением ОПЗ на ВКМ (Ненахов и др., 2007; Николаев, 2008; Омельченко, 2010).

В.В. Омельченко (Омельченко, 2010) отмечено, что в пределах бортов Днепровско-Донецкого авлакогена наблюдается упрощение строения и уменьшение ширины шовных зон и некоторых структур, что связано как с их редуцированием, так и с переработкой интенсивными метаморфическими процессами. Это обусловлено формированием сводового поднятия Сарматского щита перед образованием Днепровского грабена. Поэтому уровень эрозионного среза докембрийских структур возрастает со стороны щитов к осевой части Днепровского грабена.

Тектонические блоки, которые являются продолжением структур УЩ и ОПЗ на ВКМ, состоят из такой же последовательности архейских ТТГ гнейсов и зеленокаменных пород, а палеопротерозойские метаосадки ВКМ представлены полосчатыми железистыми кварцитами, карбонатными породами и метапелитами, прорванными многочисленным кислыми и основными (до ультраосновных) интрузиями (Сиротин, Лебедев, 2004; Ненахов и др., 2007).

Палеопротерозойский метаморфизм около 2 млрд лет, зафиксированный в восточной части Украинского щита (Приазовский блок, ОПЗ), также проявлен и в восточной части Воронежского кристаллического массива – Воронцовский террейн, Лосевский террейн, палеопротерозойские синформы Курского блока (Михайловская, Белгородская, Тим-Ястребовская структуры). При этом наблюдается изменение параметров метаморфизма как в границах самих структур, так и при продвижении от структуры к структуре на восток (Терентьев, 2016; Савко и др., 2015; Savko et al., 2018).

В Курском блоке в Михайловской структуре определены параметры метаморфизма $T = 460-510^{\circ}\text{C}$ и $P = 2-3$ кбар, а в Белгородской структуре – $T = 350-415^{\circ}\text{C}$ и $P = 2$ кбар (Савко и др., 2017). Время регионального палеопротерозойского метаморфизма, определенное по метаморфическому монациту классическим методом ID-TIMS для Курского блока, составляет 2072 ± 7 млн лет (Savko et al., 2018).

Проявление зонального палеопротерозойского метаморфизма авторы (Savko et al., 2018) связывают не с магматическим источником тепла для метаморфизма, а с увеличением теплового потока при вязких деформациях и складчатости в теплой литосфере молодых палеопротерозойских структур в ходе коллизии Сарматии и Волго-Уралии около 2.1 млрд лет назад (Vogdanova et al., 2006).

Таким образом, в Белгородско-Михайловской структуре, которая по геофизическим данным является продолжением ОПЗ в пределах ВКМ, наблюдаются более низкие параметры палеопротерозойского метаморфизма, чем в ОПЗ, и предложенный авторами (Savko et al., 2018) механизм для этого процесса хорошо объясняет среднетемпературный низкобарный метаморфизм. Но в ОПЗ на территории УЩ встречаются палеопротерозойские гранулитовые парагенезисы в метаосадочных толщах. Для появления этих высокотемпературных парагенезисов недостаточно предложенного объяснения, поэтому требуются дополнительные исследования, которые могли бы объяснить особенности метаморфизма этих структур.

1.5 Выводы к главе 1

Орехово-Павлоградская зона представляет собой палеопротерозойскую структуру и расположена между архейскими Среднеприднепровским и Приазовским блоками, образующими восточную часть Украинского щита. Эти блоки и юго-восточная часть Воронежского кристаллического массива (Курский блок) представляют собой мезоархейское ядро Сарматии (3.2–2.8 млрд лет) – южного сегмента Восточно-Европейского кратона. ОПЗ имеет субмеридиональное простирание и «коленчатое» строение, ограничена разломами, простирается на 200 км в пределах щита и прослеживается за его пределы на севере в Воронежском кристаллическом массиве.

В строении ОПЗ участвуют архейские и палеопротерозойские осадочные и магматические породы с неравномерным метаморфизмом, чаще достигающим условий амфиболитовой фации. На севере ОПЗ уровень метаморфизма доходит до условий гранулитовой фации метаморфизма.

На сегодняшний день нет общепринятого мнения о тектонической природе ОПЗ, как и нет единого мнения о допротерозойской истории этой структуры и соотношениях ее с Среднеприднепровским и Приазовским блоками.

Для протерозойской истории развития ОПЗ предложены две основные модели: 1) ОПЗ представляет собой палеопротерозойскую коллизионную структуру и, 2) ОПЗ представляет собой внутриконтинентальную зону сжатия. Представляется, что имеющиеся на сегодняшний день данные больше говорят в пользу второй модели. К ним следует отнести: наличие палеопротерозойских осадочных толщ, которые были отложены вдоль краев кратонов или континентальных платформ при относительно стабильных тектонических условиях; отсутствие комплекса пород, характерных для обстановок на конвергентных границах; палеопротерозойские основные магматические породы этого района имеет плюмовый источник.

Большее количество магматических комплексов, внедрение которых происходило в период 2.1 до 2.05 млрд лет в Восточной Сарматии, петрогенезис

которых связан либо непосредственно с плавлением верхней мантии, либо с участием в их образовании дифференциатов мантийного плавления, за счет тепломассопереноса способствовало проявлению процессов регионального метаморфизма, достигающих условий гранулитовой фации.

ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ

Рассматриваемая в этом разделе северная часть Орехово-Павлоградской зоны наиболее хорошо обнажена и, соответственно, лучше изучена по сравнению с другими частями ОПЗ. Здесь распространены разновозрастные магматические и метаморфические породы в составе нескольких круто ориентированных тектонических пластин (Некряч, 1980; Азаров и др., 2005; Balagansky et al., 2011).

Характеристика складчатого строения северной части зоны была рассмотрена А.И. Некрячем (Некряч, 1980) (Рисунок 2.1). Согласно этой работе, рамой для супракрустальных толщ ОПЗ в пределах Васильковского структурного профиля, вскрытого скважинами вкрест простирания толщ, с запада являются архейские гранитоиды Среднеприднепровского блока, а с востока – мигматиты и гнейсы Приазовья. В районе Васильковского участка (р. Волчья) фиксируются разнообразные по амплитуде сжатые складки. Амфиболиты, железистые кварциты и жильные граниты образуют сравнительно крупные складки и будинированы. Для высокоглиноземистых гнейсов типичны явления нагнетания, наблюдаются раздувы отдельных пластов в ядерных частях складок.

Амплитуда изоклиальной складчатости изменяется в зависимости от состава пород и меньше в пластичных пачках. Автор на основании проведенных исследований приходит к выводу, что сжатие полосы происходило в широтном направлении с возможной субмеридиональной сдвиговой компонентой, а совмещенные разные по составу и возрасту породы представляют собой коллаж тектонических пластин.

По современной стратиграфической схеме (Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію..., 2004 г) в строении ОПЗ выделяют две формации. Нижняя – железисто-кремнисто-метабазитовая, представленная породами западноприазовской серии (архей), с преобладающими в составе метабазитами, которые присутствуют в виде линейно вытянутых полос среди плагиомигматитов и гранитоидов новопавловского тоналитового

комплекса; тоналиты и пироксениты (новопавловская толща) последнего имеют возраст 3.60-3.65 млрд лет (Бибикова, 1990; Лобач-Жученко и др., 2010).

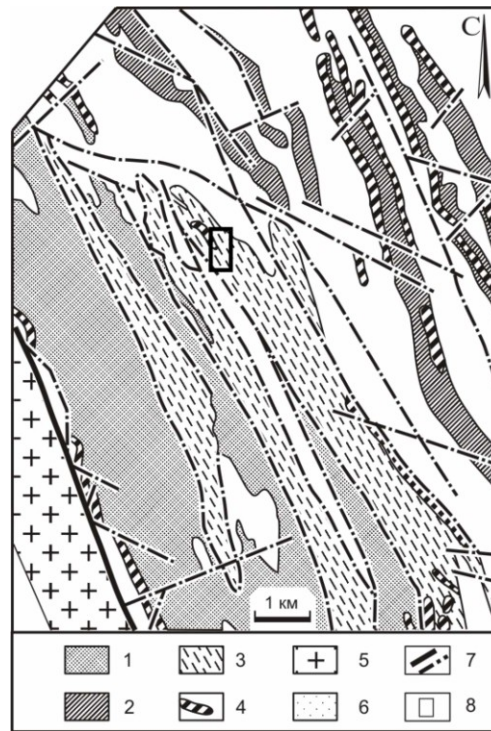


Рисунок 2.1 –Схема геологического строения района исследования Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита (по Некряч, 1980). 1 – протерозойские породы: гнейсы биотитовые, гранатовые, силлиманитовые, кордиеритовые, иногда графитсодержащие; 2-3 – нерасчлененные (архей – протерозой) кристаллосланцы двупироксеновые, гранат-двупироксеновые, гнейсы биотитовые и высокоглиноземистые, кварциты (2) и железистые кварциты (3); 4 – архейские мигматиты, кристаллосланцы, чарнокиты, гранатсодержащие и другие гнейсы, 5 – гранитоиды Среднеприднепровской провинции, 6 – нерасчлененные граниты и мигматиты, 7 – разломы основные и второстепенные, 8 – участок исследования.

2.1 Геологическое строение Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны

В результате детальных полевых исследований, проведенных к северо-востоку от поселка Васильковка (Днепропетровская область, Украина),

установлено, что в строении участка принимают участие два разновозрастных комплекса пород (Рисунок 2.2). Они представлены метаморфизованными архейскими магматическими породами фундамента (1) и перекрывающим их метаосадочным комплексом палеопротерозойского возраста (2).

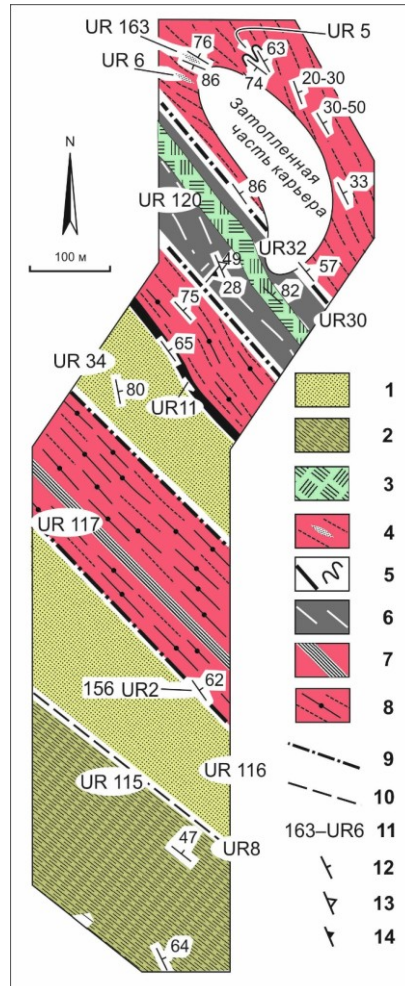


Рисунок 2.2 – Схематическая карта геологического строения Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита (Балтыбаев и др., 2017; с дополнениями автора). 1 – кварциты, 2 – парагнейсы и кварциты, 3 – глиноземистые гнейсы, 4 – метатоналит (рассланцованный и мигматизированный), 5 – дайки основного состава (вне масштаба), 6 – двупироксеновые кристаллосланцы, 7 – ультрамилониты по метатоналиту, 8 – биотит-гранатовые гнейсы по метатоналиту, 9 – разломы, 10 – границы неустановленной природы, 11 – номера и места отбора проб 12 – сланцеватость и полосчатость, 13 – мигматитовая полосчатость, 14 – реликтовая полосчатость в породах основного состава

Фундамент состоит из разлинзованных тел мигматизированных тоналитовых гнейсов, прорванных дайками основного состава (амфиболитами; Лобач-Жученко и др., 2010), отдельные тектонические пластины сложены двупироксеновыми кристаллосланцами. Большая часть этих пород имеет подтвержденный изотопными исследованиями архейский возраст (Lobach-Zhuchenko et al., 2014).

Метатоналиты сохраняются в виде небольших линз, размером от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров (Рисунок 2.3), окруженных зонами рассланцевания, сложенными гранат-биотитовыми гнейсами (Рисунок 2.4); местами отмечается мигматизация метатоналита. Тонкие гранитные прожилки (более ранняя лейкосома), имеющие возраст около 3.40 млрд лет (образец UR 6/3, Лобач-Жученко и др., 2009), секут раннее рассланцевание в тоналитах, но сами подверглись более позднему рассланцеванию.



Рисунок 2.3 – Фотография обнажения UR 6, где был отобран образец метатоналит 99-163 с более ранней лейкосомой (фотография В.В. Балаганского)

Амфиболиты образуют включения и тонкие полосы в метатоналите и интерпретируются как сильно деформированные дайки с возрастом около 2.88

млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2010). Более мощные тела основного состава представлены двупироксеновыми кристаллосланцами неустановленного возраста.

Переходная зона между архейскими метатоналитами и палеопротерозойскими породами характеризуется чередованием маломощных тектонических пластин, состоящих из кристаллосланцев, глиноземистых гнейсов, кварцитов и тоналитовых гнейсов (Рисунок 2.2).

В составе метаосадочного комплекса преобладают аренитовые кварциты палеопротерозойского возраста, содержащие прослои глиноземистых гнейсов, гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов (Лобач-Жученко и др., 2014; Балтыбаев и др., 2017).



Рисунок 2.4 – Фотография обнажения UR 2, гранат-биотитовый гнейс в зоне структурно-метаморфической переработки метатоналита (фотография В.В. Балаганского)

Высокоглиноземистые гнейсы с гранатом имеют преимущественное распространение на северо-востоке Васильковского участка ОПЗ, где слагают несколько тектонических пластин (Рисунок 2.2). Пластины имеют простирание северо-запад $290^{\circ} - 310^{\circ}$ и крутое до субвертикального падение преимущественно на северо-восток. Мощность пластин не превышает первые десятки метров. Высокоглиноземистые гнейсы чередуются с сопоставимыми по мощности пластинами кварцитов, амфиболитов или тоналитовых гнейсов.

Непосредственные контакты глиноземистых гнейсов с окружающими породами обычно сильно тектонизированы, первичные стратиграфические соотношения не зафиксированы. Ориентировка мигматитовой полосчатости и гнейсовидности конформна с литологическими границами толщ гнейсов. Некоторые толщи гнейсов секутся разноориентированными жилами крупно- и гигантозернистых гранитов (Балтыбаев и др., 2017).

Породы рассматриваемого палеопротерозойского метаосадочного комплекса, так же, как и более древнего архейского комплекса пород фундамента, претерпели сильные деформации и высокотемпературный метаморфизм, что и определило сложное строение участка.

Структурные наблюдения позволили выделить три этапа деформаций (Лобач-Жученко и др., 2010). Ранние (первый и второй этапы) проявлены только в породах комплекса основания. Первый этап выразился в рассланцевании метатоналитов в высокотемпературных условиях амфиболитовой или гранулитовой фации и появлению ранних лейкосом. Второй этап привел к формированию сжатых до изоклинальных складок с крутыми осевыми поверхностями, параллельно которым располагается мигматитовая лейкосома и зоны рассланцевания. Третий этап проявлен как в породах фундамента, так и в метаосадочном комплексе, и отражает сжатие по линии СВ–ЮЗ, результатом которого является появление надвигов и взбросов к северо-востоку, что привело к формированию пологой и хорошо выраженной сланцеватости.

При этом максимальная интенсивность деформаций проявлена в зоне контакта пород фундамента с метаосадочным комплексом, где проявлена интенсивная милонитизация (вплоть до появления ультрамилонитов) в условиях гранулитовой фации. Для них характерно наличие в них лейкосом с высоким содержанием граната.

В зонах рассланцевания метатоналита в сдвиговых зонах, связанных с третьим этапом деформаций, встречаются гранат-биотитовые гнейсы, для которых субстратом являются сами метатоналиты. Кинематический план движений третьего этапа, наблюдаемый на Васильковском участке ОПЗ,

совпадает с кинематикой поддвига пород Среднеприднепровского блока под породы Приазовского блока, то есть этот этап деформаций имеет палеопротерозойский возраст (Лобач-Жученко и др., 2009).

2.2 Выводы к главе 2

На Васильковском участке ОПЗ распространены породы двух возрастных групп: архейской и протерозойской. Породы архейского возраста сохранились в виде тектонических пластин – останцов среди разгнейсованных гранитоидов (они образуют так называемый новопавловский комплекс), а гранат-полевошпатовые, высокоглиноземистые гнейсы, кварциты могут быть отнесены к группе пород протерозойского возраста. Они рассматриваются исследователями в составе волчанской и белоскальной толщ.

Переработка пород включала несколько этапов деформаций и метаморфизма. Самые поздние и интенсивные палеопротерозойские деформации (~ 2 млрд лет), связанные со сжатием СВ-ЮЗ направления, привели к формированию складок вплоть до изоклиналиных. С рассланцеванием в сдвиговых зонах мощностью до первых метров, связанным с деформациями, в гнейсах тоналитового состава, наблюдается обильное появление граната с образованием гранат-биотитовых гнейсов. Гранат также встречается как породообразующий минерал в толще палеопротерозойского метаосадочного разреза.

ГЛАВА 3 МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

3.1 Геохимические методы анализа и инструменты

Содержание главных (породообразующих) оксидов в породах определялось методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800. Для определения содержания редких и редкоземельных элементов использовался масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) ELAN-DRC-6100. Все измерения выполнялись по стандартной методике в центральной лаборатории в ФГБУ “ВСЕГЕИ” (г. Санкт-Петербург).

Химические составы минералов были определены с применением энергодисперсионного детектора JED-2200 (JEOL), установленного на сканирующий электронный микроскоп JEOL JSM-6510 LA (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина).

Содержание редких и редкоземельных элементов в гранате, биотите, цирконе были определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ФТИАН РАН (г. Ярославль).

Минеральные включения в гранате и кварце исследовались с помощью рамановской спектроскопии на спектрометре Renishaw InVia, возбуждение при 785 нм (Горный университет, г. Санкт-Петербург, аналитики М.В. Морозов и М.М. Мачевариани). Для идентификации минерального вида спектры полос комбинационного рассеяния сравнивались со спектрами рассеяния минералов, потенциально возможных в гранате и кварце.

3.2 Методы геохронометрии и инструменты

3.2.1 U-Pb метод

Для определения возраста пород и времени их метаморфизма были

выделены акцессорные цирконы по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей в ИГГД РАН.

Измерения U-Pb изотопных отношений в цирконе проводились на ионном зонде высокого разрешения SHRIMP-II (ASIPty, Австралия) в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в (Williams, 1998). Данные обрабатывались с использованием программ обработки изотопных данных ISOPLOT (Ludwig, 1999, 2007).

Предварительно внутреннее строение цирконов изучалось с помощью катодолюминесценции (CL) и в режиме композиционного контраста (BSE) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-7001F в ЦКП Горного университета (г. Санкт-Петербург, аналитик И.М. Гембицкая).

Выделение монацитов проводилось по стандартной методике. Измерения U-Pb изотопных отношений в монаците производились методом изотопного разбавления (Krogh, 1973), а сам изотопный анализ U и Pb производился на мультиколлекторном масс-спектрометре MAT-261 (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, аналитик Н.Г. Ризванова). Для изотопных исследований был использован смешанный трассер ^{235}U - ^{208}Pb .

3.2.2 Sm-Nd метод

Изучение Sm-Nd системы граната, биотита, апатита, плагиоклаза и породы в целом производилось по стандартной методике, близкой к опубликованной в работе (Richard, 1976). Пробы были разложены в HF и HNO₃ с добавлением трассера ^{150}Nd и ^{149}Sm . При расчете значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ использовались современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$. Модельные возрасты (T_{DM}) вычислены по модели (DePaolo, 1981). Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. Измерения производились на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON 1 в ИГГД РАН (аналитики

Коваленко А. В., Саватенков В. М.) и ФГУП ВСЕГЕИ (аналитик Богомолов Е. С., г. Санкт-Петербург).

При определении изотопного состава Sm-Nd в гранате (обр. UR 34-1) с целью избирательного растворения возможных включений иных минералов в гранате, имеющих другое Sm/Nd отношение, применялся метод сернокислотного выщелачивания, включающий в себя обработку истертых кристаллов граната в течение 24 часов концентрированной H_2SO_4 при температуре $180^\circ C$. Использование такой обработки позволило (Anczkiewicz, Thirlwall, 2003) значительно увеличить диапазон вариации отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ и, соответственно, повысить точность датирования граната.

Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста осуществлялось в программе ISOPLOT (Ludwig, 1999) как для U-Pb, так и для Sm-Nd изотопных систем.

3.3 Методы и инструменты петрологического моделирования и геотермобарометрии

3.3.1 Расчет модальных количеств минералов в породе

Модальное количество минералов в породах было рассчитано с помощью программы MC (Чудненко и др., 2014), использующий метод линейного программирования. В программу вводится валовый химический состав породы и составы минералов, выраженных в кристаллохимических формулах или в весовых процентах окислов. Результат расчета может быть представлен в весовых, объемных или мольных процентах. Точность вычислений оценивается по расхождению исходного и расчетного состава породы. При расчетах учитывалось содержание акцессорных минералов (магнетита) в породе, что улучшило качество расчетов.

3.3.2 Классическая геотермобарометрия и программа TWQ

Для оценки температуры и давления образования метаморфических парагенезисов использовались различные модификации Grt-Bt, Grt-Crd

минеральных термометров (Thompson, 1976; Ferry, 1978; Глебовицкий, Другова, 1979; Лаврентьева, 1981; Лаврентьева, Перчук, 1981; Nikitina, 1991; Bhattacharya, 1993; Kleemann, Reinhardt, 1994; Holdaway, 2000; Kaneko, Miyano, 2004), основанные на Fe-Mg обменной реакции между гранатом и биотитом или гранатом и кордиеритом, находящихся в равновесии. Поскольку эти реакции характеризуются малыми объемными и значительными энтальпийными эффектами, то влияние давления на эти равновесия незначительно, что делает эти пары минералов хорошим геотермометром.

Для оценки температуры в метатоналите и образованных по нему гранат-биотитовому гнейсу использовались все указанные выше геотермометры, но предпочтение было отдано двум из них. Grt-Bt геотермометр (Kleemann, Reinhardt, 1994) включает в себе ранее выполненные эксперименты для низкоалюминевых (Ferry, 1978) и высокоалюминевых (Lavrent'eva, Perchuk, 1983) составов биотита, а также учитывает степень влияния алюминия и титана в биотите.

Выбор второго геотермометра (Holdaway, 2000) обусловлен тем, что он согласован с применяемым для этих пород Grt-Bt-Pl (Qtz) геобарометром (Wu et al., 2004), а также имеет небольшую абсолютную ошибку (25°C) при воспроизведении экспериментальных температур (Ferry, 1978; Lavrent'eva, Perchuk, 1983) и применим в широком температурном интервале $550\text{-}950^{\circ}\text{C}$.

Исходя из составов пород, в качестве геобарометра для гранат-биотитовых гнейсов по метатоналиту был использован Grt-Bt-Pl (Qtz) сенсор (Wu et al., 2004), основанный на реакции смещенного равновесия. Геобарометр Grt-Bt-Pl (Qtz) откалиброван в широком диапазоне температур $515\text{-}878^{\circ}\text{C}$ и давлений 1-11 кбар для Fe- и Mg- крайних членов твердых растворов граната и биотита, а также учитывает гроссуляровый компонент в гранате и анортитовый компонент плагиоклаза, и может быть использован для парагенезисов метаморфических пород не содержащих силикатов алюминия. При этом давление рассчитывается с погрешностью 0.5-1 кбар.

Оценка температуры в глиноземистых гнейсах, наряду с

вышеприведенными геотермометрами и геобарометрами для метатоналита и гранат-биотитовых гнейсов, были выполнены также с помощью Grt-Crd минеральных термометров (Bhattacharya, 1993; Kaneko, Miyano, 2004).

В уточненной формуле геотермометра Grt-Crd (Bhattacharya, 1993) была использована база согласованных термодинамических данных минералов (Holland, Powell, 1990), формула была опробована на разных гранулитовых комплексах, что дало возможность определить достаточно низкую погрешность определения температуры $\pm 12^\circ\text{C}$. Grt-Crd геотермометр (Kaneko, Miyano, 2004) был откалиброван с использованием результатов экспериментов по катионному обмену Fe-Mg граната и кордиерита. Этот термометр используется для диапазона 650-1050 °C и 4-12 кбар.

Оценка давления для кордиеритсодержащих парагенезисов производилась также с привлечением Grt-Crd-Als-Qtz геотермобарометра (Perchuk, 1984; Aranovich, 1989).

Для вычисления давления и температуры равновесий применялась программа TPF2000 (Fonarev et al., 1991) и PTQuick (<http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>).

Метод мультиравновесной термобарометрии, реализованный в программе winTWQ Р. Бермана (Berman, 1991, 2007) с термодинамической базой данных для твердых растворов гранулитовых парагенезисов B&A96 (Berman, Aranovich, 1996) позволил определить параметры температуры и давления образования сосуществующих минеральных фаз. Этот метод в основном использовался для проверки равновесности минеральных парагенезисов. Расчёт фугитивности кислорода при формировании ориентированных включений в гранате так же проводились в программе winTWQ. При работе с этой программой были использованы вспомогательные программы TWQ_Comb и TWQ_View, разработанные Д.В. Доливо-Добровольским (<http://dimadd.ru>).

3.3.3 Методика петрологического моделирования

Изученные глиноземистые гнейсы состоят из разных метаморфических парагенезисов, использование которых позволяет с высокой степенью достоверности реконструировать *PT*-параметры метаморфической эволюции пород. Для моделирования устойчивости гранатовых парагенезисов в гнейсах тоналитового состава была использована компьютерная программа PERPLEX (Connolly, 2009) с базой данных hp02ver (Holland, Powell, 1998) с обновлениями 2015–2017 годов. Для других термобарометрических оценок и расчета полей устойчивости метаморфических минеральных парагенезисов применялись компьютерные программы: THERIAK-DOMINO (deCapitani, Brown, 1987; с обновлениями 1995-2012 гг. компиляция программы от 16.10.2012), THERMOCALC (Powell, Holland, 1994). Также были использованы две распространенные современные термодинамические базы данных минералов и моделей твердых растворов JUN92, B&A96 (Berman, 1988; Aranovich, Berman, 1996; Berman, Aranovich, 1996), TCDB55 (Holland, Powell, 1998-2010 гг., с обновлениями 2012) и модели активности для системы MnNCKFMASHTO (Holland, Powell, 1998; 2011 и обновления за 1998-2014 гг.).

Выбор перечисленных программ обусловлен решаемой задачей: оценить достоверность результатов путем сопоставления полученных данных, как между собой при применении разных методов построения петрогенетических сеток в используемых петрологических инструментах, так и с реально наблюдаемыми в шлифах парагенезисами минералов. В программе THERIAK-DOMINO использован метод расчета минимизации энергии Гиббса в *PT*-пространстве для заданного состава породы, в то время как в программе THERMOCALC этот метод решения системы нелинейных уравнений и построение линий отдельных минеральных реакций. Немаловажным различием в этих программах является использование разных баз термодинамических данных для чистых веществ (минералов) и их твердых растворов.

Каждая из используемых программ имеет как преимущества, так и

некоторые недостатки. Например, THERIAK-DOMINO дает возможность определить поля устойчивости минеральных парагенезисов, но не позволяет с высокой точностью очертить границы этих полей. В результате этого возможны пропуски маленьких по площади PT -полей парагенезисов, т.е. заложенный в программу алгоритм разбивки PT -поля на определенное количество ячеек, в которых определяется минимальная энергия Гиббса парагенезисов, может оказаться не всегда удачным. Тем ни менее, THERIAK-DOMINO позволяет сравнительно быстро рассчитать равновесия минеральных фаз, при этом может работать с разными термодинамическими базами данных. Важно, что для расчета равновесия THERIAK-DOMINO позволяет использовать не только составы минералов, но и валовый состав породы, что дает возможность анализировать «неравновесные» ассоциации минералов. Немаловажным оказывается и возможность расчета устойчивых парагенезисов минералов при моделировании возможных вариаций состава пород (например, с применением бинарных диаграмм). Кроме этого, THERIAK-DOMINO позволяет рассчитать мольные доли минералов, изменение составов твердых фаз в PT -поле, в том числе и по заданному тренду. Все указанные возможности позволяют оценивать THERIAK-DOMINO как достаточно экспрессный и универсальный инструмент расчета, что и отличает его от THERMOCALC.

THERMOCALC обладает рядом схожих функций с THERIAK-DOMINO и PERPLEX. Для расчета равновесия в этих программах можно использовать составы минералов или валовый состав породы. Есть также возможность рассчитать устойчивые парагенезисы минералов при «заданном» изменении состава породы (построение бинарных диаграмм). В программе THERMOCALC алгоритм расчета минимума энергии Гиббса для заданного парагенезиса как вспомогательный инструмент. Отметим, что в программе THERMOCALC предусмотрена возможность расчета P и T на основе величин активностей минералов. Эта программа также позволяет рассчитать реакции с участием расплава и имеет свою собственную, активно пополняемую термодинамическую базу данных минералов.

Таким образом, THERMOCALC позволяет более точно рассчитать границы полей равновесных минеральных парагенезисов, в силу реализованного в нем математического метода расчета решения нелинейных уравнений, что дает возможность определять положение линий равновесных реакций. При этом неверные результаты (такие, как пропуск равновесных парагенезисов) являются следствием неточных действий самого пользователя. Но нельзя не отметить, что процесс расчета линии равновесия или инвариантной точки с помощью THERMOCALC трудоемок и требует от пользователя хорошего уровня знаний в области метаморфической петрологии.

3.4 Выводы к главе 3

Для изучения пород и минералов, а также для определения параметров и времени метаморфических процессов, использовались современные методы и компьютерные программы. Они позволили получить представительные аналитические и расчетные данные для установления достоверной информации о процессах метаморфизма в породах ОПЗ и времени этих событий.

ГЛАВА 4 СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ПО МЕТАТОНАЛИТУ

4.1 Петрография, состав пород и минералов

Для установления природы гранат-биотитовых гнейсов, которые часто встречаются в крупных телах метатоналита, а также оценки времени и механизма формирования в них высокотемпературной гранатсодержащей ассоциации, было проведено сравнительное изучение метатоналита и гранат-биотитового гнейса (Рисунок 4.1). Метатоналит может рассматриваться как субстрат для гранат-биотитовых гнейсов. В первую очередь такой вывод можно сделать из прямых полевых наблюдений, а именно – развития гранат-биотитовых гнейсов в протяжённых маломощных зонах рассланцевания метатоналита. Если в метатоналите гранат встречался весьма редко и всегда в виде единичных зерен, то в описываемых зонах рассланцевания содержание этого минерала достигает 10 и более %.

Для изучения образцы двух типов пород: метатоналита и гранат-биотитового гнейса, были отобраны в направлении усиления деформации, т.е. от наименее измененных метатоналитов к гранат-биотитовым гнейсам (Рисунок 2.2). После макроскопического и микроскопического предварительного просмотра для дальнейшего количественного минералогического и петрологического изучения использовались наиболее представительные образцы, содержащие информативный минеральный состав и структурно-текстурные особенности.

4.1.1 Петрография пород

Метатоналит (образец 99-163) представляет собой среднезернистую, лейкократовую, слегка огнейсованную породу и принадлежит к группе с низким Al ($Al_2O_3 < 15$ вес. %; Barker, 1979). Наиболее распространенный тип метатоналита состоит из кварца (~ 33 %), плагиоклаза, иногда с антипертитами (~

52 %), калиевого полевого шпата (~ 6 %) и высокотитанистого бурого биотита (~ 9 %); встречаются редкие зерна граната (Рисунок 4.2). Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, магнетитом, цирконом, апатитом (Приложение А, таблица А.2).



Рисунок 4.1 – Фотография обнажения UR 2: А – метатоналит, в котором зоны рассланцевания представляют собой узкие чередующиеся полосы мощностью первые миллиметры или сантиметры, Б – метатоналит в срезе по плоскости рассланцевания. Хорошо видны скопления зерен граната

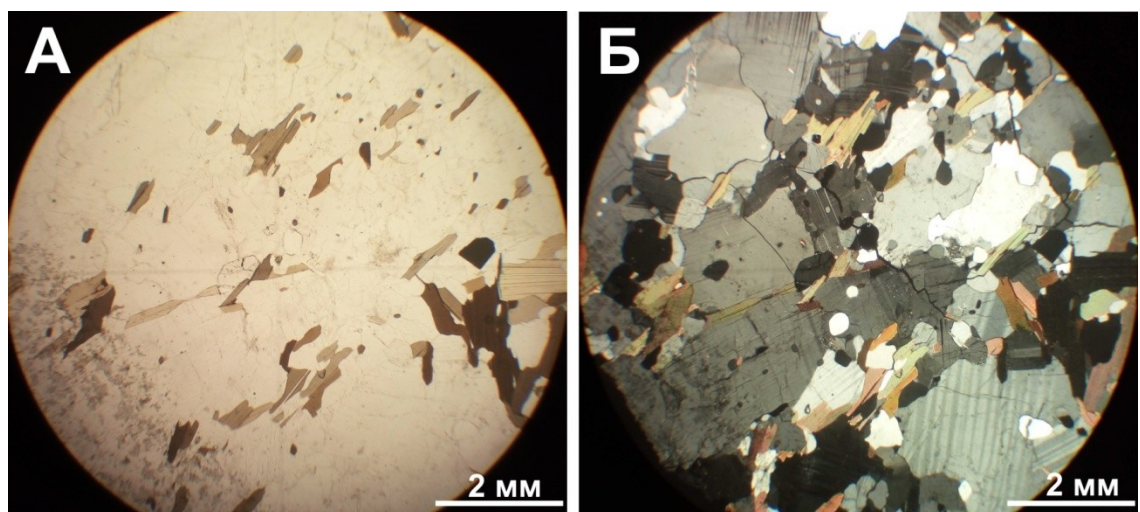


Рисунок 4.2 – Микрофотография петрографического шлифа метатоналита без анализатора (А) и при скрещенных николях (Б)

Гранат-биотитовый гнейс (обр. 99-156, UR 2) образует рассланцованные полосы внутри метатоналита и сложен кварцем (~ 30 %), плагиоклазом (~ 40 %), калиевым полевым шпатом (~ 18 %), гранатом (~ 8 %) и биотитом (~ 5 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом, монацитом. Гранат, входящий в состав гранат-биотитовых гнейсов, как указывалось выше, встречается в зонах более интенсивного рассланцевания, поэтому часто наблюдается приуроченность зерен граната к плоскостям сланцеватости (Приложение А, таблица А.2; Рисунок 4.2, 4.3).

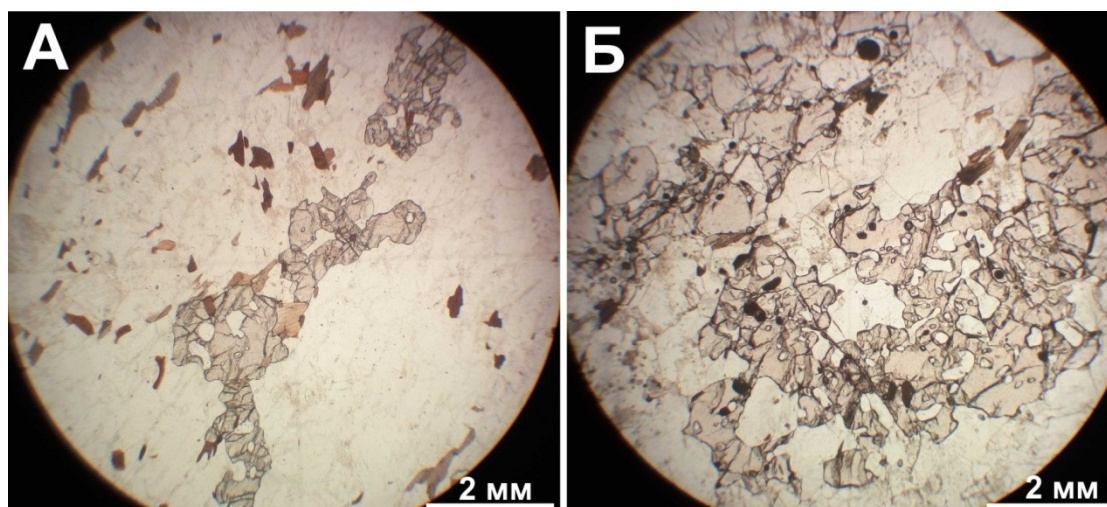


Рисунок 4.3 – Микрофотография петрографического шлифа гранат-биотитового гнейса обр. UR 2 без анализатора: А – поперек сланцеватости, зерна гранаты вытянуты по направлению рассланцевания, Б – вдоль сланцеватости, скопление граната

Структуры пород отчетливо демонстрируют изменение пород в результате переработки, что видно как в масштабе обнажений, где проявлена неравномерность рассланцевания, так и в петрографических шлифах. В шлифах прослой с вытянутыми кристаллами биотита и граната (Рисунок 4.1, 4.2, 4.3) разделяются полосками, в которых минералы образуют более или менее изометричные зерна. Несмотря на появление темноцветного граната, макроскопически гранат-биотитовый гнейс приобретает более лейкократовый облик за счет уменьшения содержания биотита по сравнению с метатоналитом.

4.1.2 Геохимические особенности пород

Гранат-биотитовые гнейсы и метатоналит имеют практически одинаковые химические составы пород, но минералы, которыми они сложены, отличаются по химическому составу. (Приложение А, таблица А.1). (Лобач-Жученко и др., 2009; Юрченко, 2010; Lobach-Zhuchenko et al., 2014).

Метатоналит характеризуется типичным для пород ТТГ серии распределением РЗЭ: обогащением ЛРЗЭ и значительным фракционированием ($(La/Yb)_n^{сред} = 95$) (Приложение А, таблица А.1).

Как видно на диаграммах (Рисунок 4.4, 4.5), обе сравниваемые породы, при некоторых вариациях химического состава, оказываются в областях «перекрывтия» составов по содержанию главных компонентов. Предполагаем, что наблюдаемые вариации в химических составах связаны с проблемой отбора пробы при неравномерным расланцевании пород.

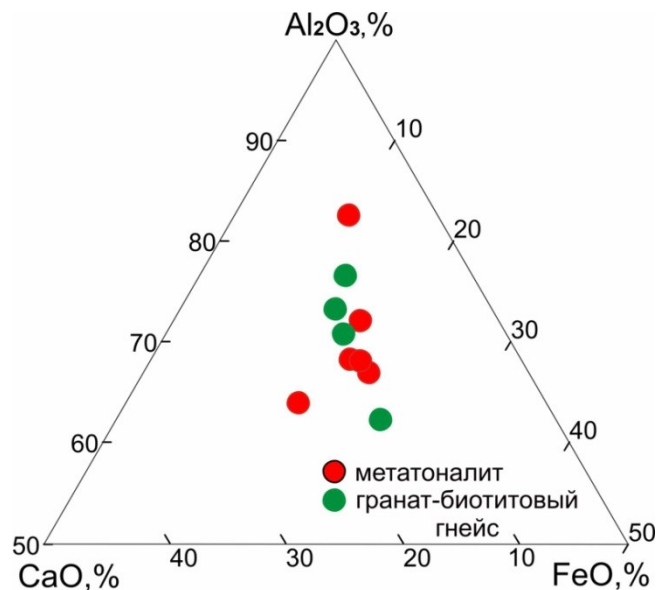


Рисунок 4.4 – Диаграмма $CaO-Al_2O_3-FeO$ для химических составов метатоналита и гранат-биотитового гнейса из зон расланцевания Васильковского участка ОПЗ

На диаграмме (Рисунок 4.6), где приведены содержания малых и РЗэлементов, а также некоторых петрогенных элементов, видно, что в целом породы имеют идентичный состав, что говорит о единой природе метатоналита и

гранат-биотитового гнейса. Идентичность химических составов при структурно-метаморфической переработке также свидетельствует об изохимичности процессов, приводивших к преобразованию метатоналита в гранат-биотитовые гнейсы.

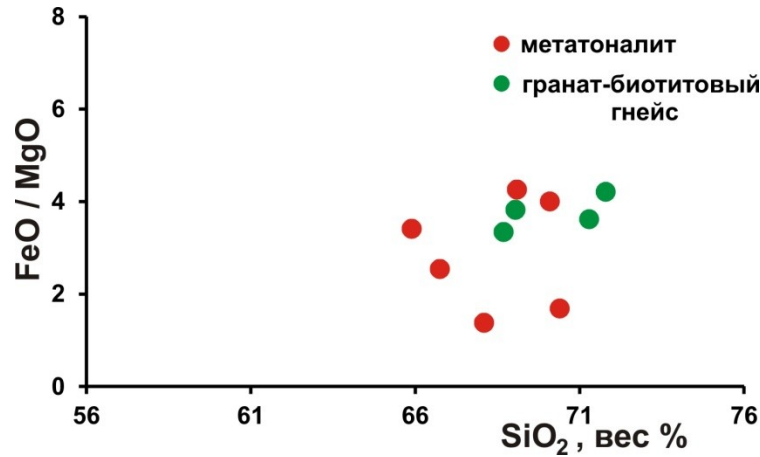


Рисунок 4.5 – Диаграмма FeO/MgO – SiO₂ для химических составов метатоналита и гранат-биотитового гнейса Васильковского участка ОПЗ

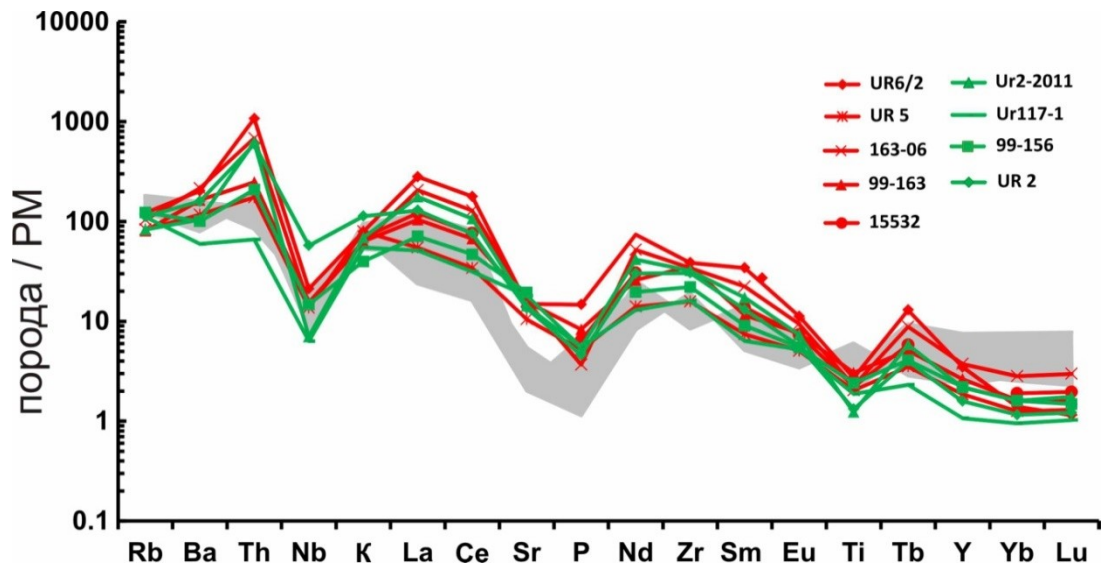


Рисунок 4.6 – Диаграмма распределения редких и редкоземельных элементов для метатоналита (красные линии) и гранат-биотитового гнейса (зеленые линии), содержания нормированы на РМ (Mc Donough et al., 1989). Серым цветом отмечено поле составов гранатсодержащих глиноземистых гнейсов Васильковского участка

На диаграмме (Рисунок 4.6) обращает на себя внимание отличие спектров распределения изучаемых гранат-биотитовых гнейсов из зон рассланцевания в метатоналите от аналогичных спектров, полученных для глиноземистых (также гранатсодержащих) гнейсов супракрустальных толщ Васильковского участка ОПЗ.

4.1.3 Минералогия метатоналита и гранат-биотитового гнейса

Гранаты в метатоналите (обр. 99-163) встречаются в виде мелких единичных зерен размером до 1.5 мм, содержат включения биотита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата (ортоклаза), кварца, и представлены пироп-альмандиновыми разностями с небольшим варьирующим содержанием гроссулярового компонента. Центральные (ядерные) части, содержащие меньшее количество включений, имеют состав $Prp_{15-16}Alm_{65-66}Sps_{5-6}Grs_{13-15}$, в то время как краевые части зерен имеют тенденцию к незначительному снижению содержания гроссулярового и увеличению альмандинового компонентов $Prp_{15-16}Alm_{67-69}Sps_{5-6}Grs_{11-12}$. В них же сосредоточено большее количество включений минералов, составы которых идентичны составам этих минералов в матрикса породы (Рисунок 4.7, Приложение Б, таблица Б.1).

В гранат-биотитовых гнейсах (обр. 99-156, UR 2) зерна граната заметно крупнее (до 4-5 мм в обр. 99-156 и до 2-3 см в обр. UR 2), чем в метатоналите. Они имеют неправильную форму, содержат многочисленные включения плагиоклаза, калиевого полевого шпата (ортоклаза), биотита и кварца. В обр. UR 2 гранат имеет вид скоплений нескольких зерен, что создает рисунок сгустков (Рисунок 4.3 Б). По составу гранаты относятся к пироп-альмандиновому ряду с небольшой примесью гроссулярового компонента. Следует отметить, что содержание пироба значительно больше, а гроссуляра значительно меньше, чем в гранате метатоналита. Выявить зональность крайне сложно, но, так же, как и в метатоналите, центральные (ядерные) части зерен содержат меньше включений и имеют состав для обр. 99-156 $Prp_{16-18}Alm_{70-71}Sps_{3-4}Grs_{7-8}$ и для обр. UR 2 Prp_{23-}

$_{24}Alm_{68-69}Sps_1Grs_{7-6}$. К краям зерен граната наблюдается тенденция уменьшенияgrossулярового и увеличении альмандинового компонентов для обр. 99-156 $Prp_{17-20}Alm_{71-73}Sps_4Grs_{6-7}$ и для обр. UR 2 $Prp_{22-25}Alm_{69-71}Sps_1Grs_{6-5}$ (Рисунок 4.7, Приложение Б, таблица Б.1). Так же, как в гранатах из метатоналита, большее количество включений содержится в краевых частях, и по составу они идентичны минералам матрикса породы.

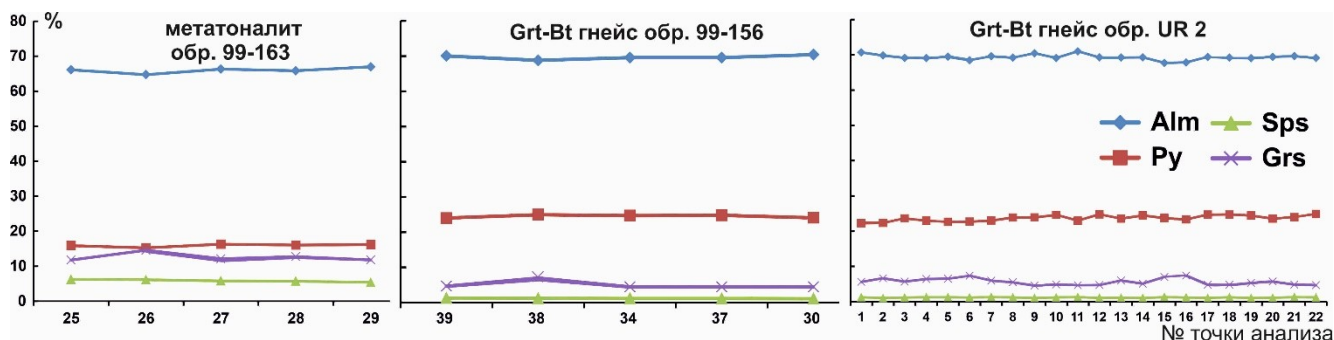


Рисунок 4.7 – Концентрационные профили через зерна граната для метатоналита (обр. 99-163) и гранат-биотитового гнейса (обр. UR 2, обр. 99-156). На рисунке видно, что в гранате гранат-биотитового гнейса заметно больше Prp и Alm , но меньше Grs , Sps , при этом в гранатах наблюдаются области с повышенным содержанием Grs , что условно было принято за состав, относящийся к раннему парагенезису

Таким образом, при усилении интенсивности рассланцевания в породах тоналитового состава наблюдается увеличение количества граната, при этом увеличивается не просто размер зерен граната, а происходят изменения его химического состава в сторону увеличения пиропового и альмандинового миналов и уменьшения grossулярового и спессартинового миналов в образцах, взятых по единому разрезу (Рисунок 4.8).

Биотиты из метатоналита и гранат-биотитового гнейса по форме выделения и составу можно разделить на три группы: первая группа биотитов относится к матриксу породы и характеризуется высоким содержанием TiO_2 (4-6 вес %), более высокой железистостью по сравнению с биотитами других групп из этих образцов (40-60 %) и содержанием Al^{tot} (1.40-1.55 ф.е.).

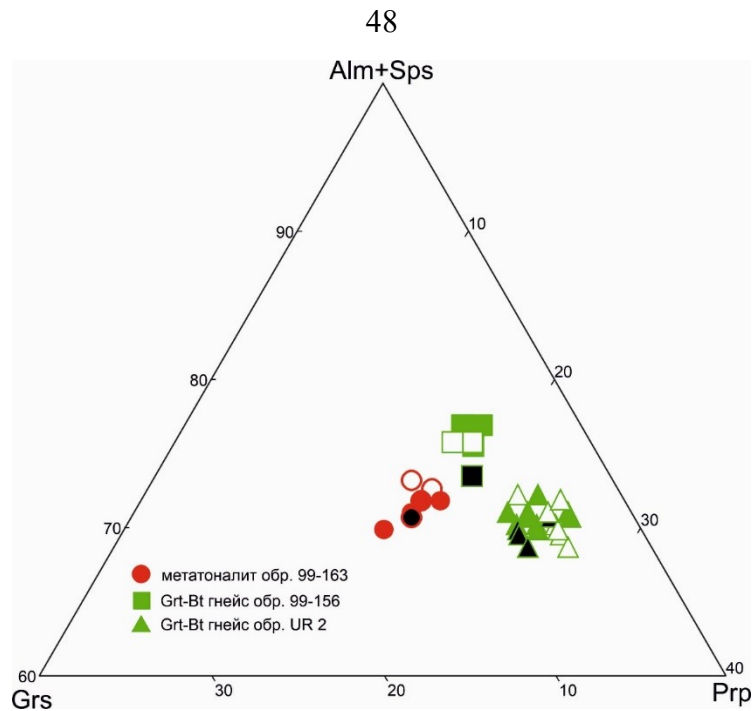


Рисунок 4.8 – Тройная диаграмма для составов граната из метатоналита 99-163 (круглые значки) и гранат-биотитовых гнейсов (квадраты обр 99-156 и треугольники обр UR 2). Черным закрашены ядерные точки химических анализов зерен граната, белым – краевые точки зерен граната

Вторая группа представлена включениями биотита в гранате ближе к центральным (ядерным) частям зерна. Такой биотит характеризуется пониженной железистостью (35-45 %), по сравнению с биотитом в матриксе этих проб, повышенным содержанием TiO_2 (4.5-6.0 вес %), или таким же, как в матриксе образцов, и таким же или повышенным содержанием Al^{tot} (1.45-1.65 ф.е.; Рисунок 4.9; Приложение Б, таблица Б.2). Биотиты третьей группы характеризуются пониженной железистостью и пониженным содержанием TiO_2 . Как правило, эти биотиты имеют удлиненную форму, они заполняют трещины в гранате или расположены на контакте с гранатом. Эти биотиты являются наиболее поздними (ретроградными) с низким содержанием TiO_2 (0-3.5 вес %) и пониженной железистостью (до 30 %) (Рисунок 4.10; Приложение Б, таблица Б.2).

Таким образом, для биотита, как и для граната, наблюдается отчетливый рост глиноземистости и уменьшение железистости минерала по мере роста интенсивности рассланцевания, т.е. в том же направлении, в котором увеличивается количество пиропового минерала и снижается содержание

гроссулярового минала в гранатах. При этом биотит высокотитанистый, за исключением наиболее позднего.

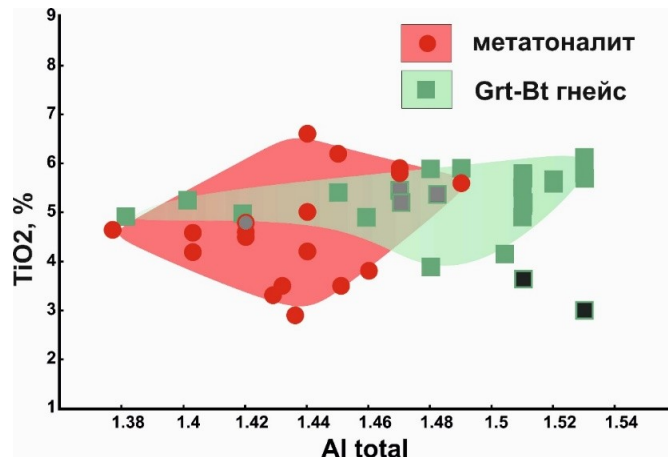


Рисунок 4.9 – Содержание TiO_2 (вес. %) и Al^{tot} (ф.е.) в биотитах метатоналита и гранат-биотитового гнейса. Красным цветом выделено поле составов биотитов для метатоналита обр. 99-163, зеленым – для гранат-биотитового гнейса обр. 99-156 и обр. UR 2. Серым цветом закрашены составы биотитов, которые расположены ближе к ядерным частям гранатов (группа 2) и были использованы в дальнейших PT -расчетах. Черным показаны составы наиболее поздних биотитов группы 3.

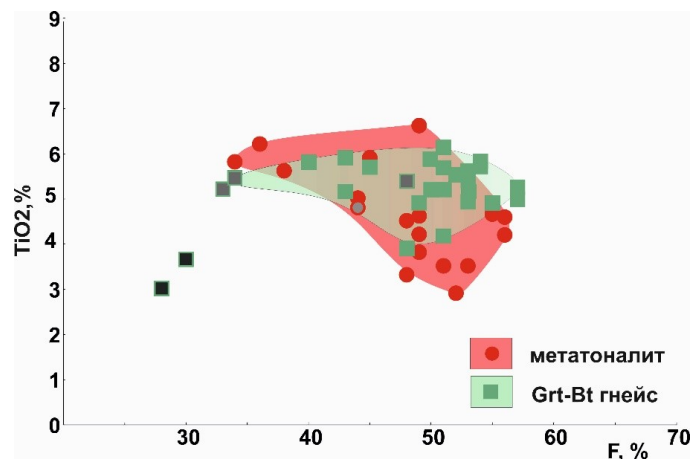


Рисунок 4.10 – График зависимости содержания TiO_2 ,% от общей железистости F ,% в биотитах. На графике красным цветом выделено поле составов биотитов для метатоналита обр. 99-163, зеленым – для гранат-биотитового гнейса обр. 99-156 и обр. UR 2. Обозначения как на Рисунке 4.9

При рассланцевании изменяются и составы *полевых шпатов*: содержание An в плагиоклазе составляет 29–31 % в исходной породе (метатоналите) и уменьшается до 23–26 % в максимально измененной (гранат-биотитовом гнейсе). Следует отметить, что плагиоклаз во включениях в гранате, расположенных ближе к ядерной (центральной) части, имеет более основной состав (для обр. гнейса UR 2) 27 % анортитового компонента, один анализ 33% An (Рисунок 4.11; Приложение Б, таблица Б.3).

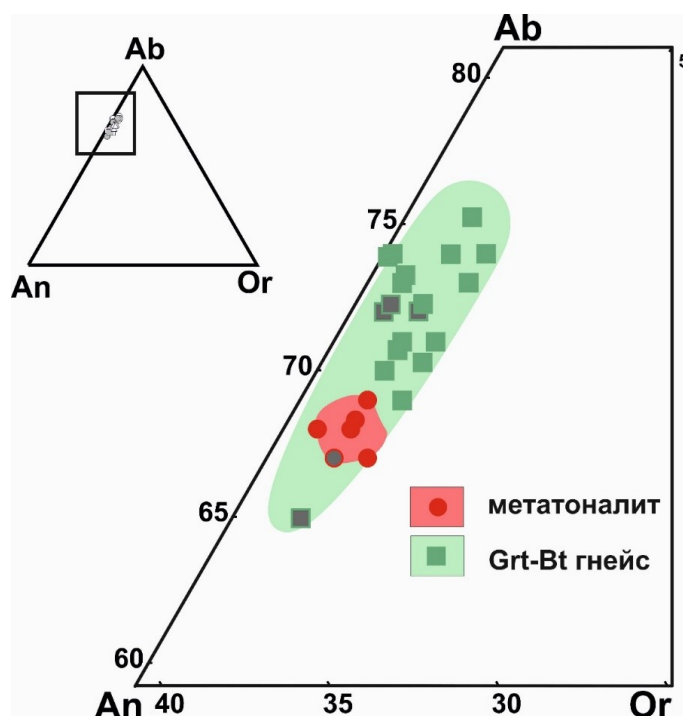


Рисунок 4.11 – Тройная диаграмма An-Ab-Or для плагиоклазов из метатоналита и гранат-биотитового гнейса. На графике красным цветом выделено поле составов плагиоклазов из метатоналита обр. 99-163, зеленым – для гранат-биотитового гнейса – обр. 99-156 и обр. UR 2. Обозначения те же, что и на Рисунке 4.9

При этом калиевый полевой шпат, содержащий в наименее измененном метатоналите 5 % Ab и 4-5 % Cls (2.3-2.7 вес. % BaO), в гранат-биотитовом гнейсе содержит 5-10 % Ab и до 3 % Cls (1.5 вес. % BaO) (Рисунок 4.12; Приложение Б, таблица Б.3).

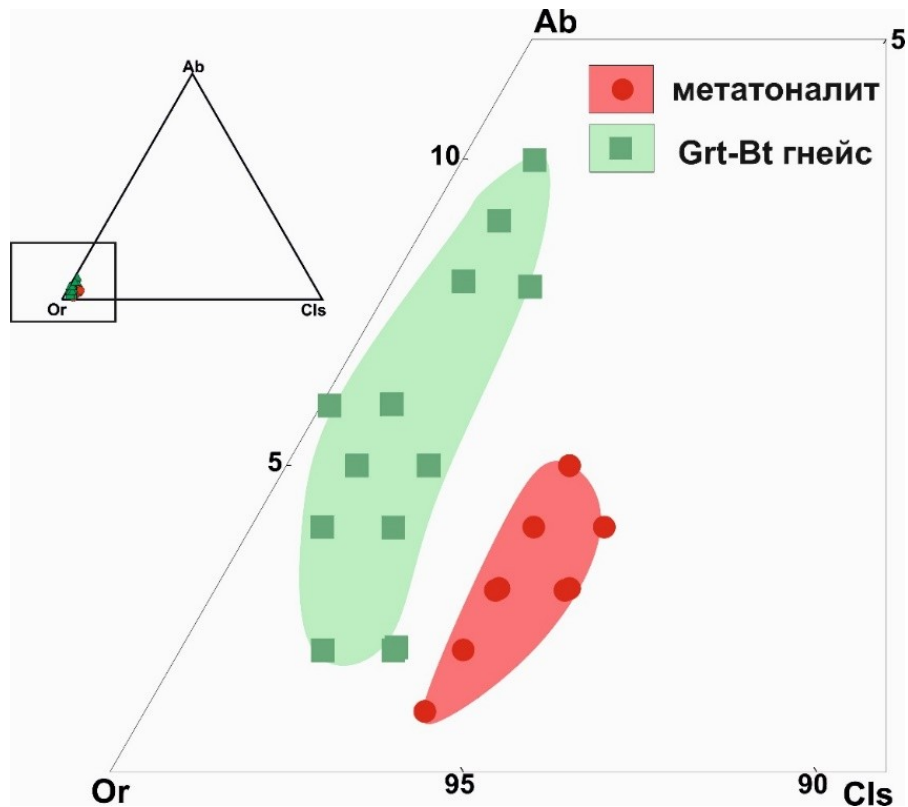


Рисунок 4.12 – Тройная диаграмма Cls-Ab-Or для калиевых полевых шпатов из метатоналита и гранат-биотитового гнейса. На графике красным цветом выделено поле составов полевых шпатов из метатоналита обр. 99-163, зеленым – из гранат-биотитового гнейса – обр. 99-156 и обр. UR 2

Таким образом, непосредственные геологические наблюдения вполне однозначно выявляют изменение состава пород и количества минералов от менее измененного метатоналита к гранат-биотитовому гнейсу в результате структурной переработки. При петрографо-минералогическом изучении удалось установить, что при переходе от метатоналиту к гранат-биотитовому гнейсу изменяются составы породообразующих минералов: увеличивается содержание граната, он содержит больше магния и железа, меньше кальция и марганца; в биотите растет содержание глинозема и TiO_2 , а также уменьшается общая железистость минерала по мере усиления рассланцевания, при этом по количеству его становится заметнее меньше. Одновременно при переходе от метатоналиту к гранат-биотитовому гнейсу увеличивается содержание в породе калиевого полевого шпата; он становится чуть более натровым и в нем уменьшается содержание BaO .

Плагиоклаз становится чуть более кислым, и его количество уменьшается. При этом стоит отметить отличающийся состав плагиоклаза во включениях в гранате от его более кальциевого состава в матриксе, что находит свое отражение при определении PT -параметров метаморфизма с использованием классических методов минеральной термобарометрии.

4.2 РЗЭ в гранатах и биотитах метатоналита и гранат-биотитового гнейса

Одновременно с рассланцеванием пород в новообразованных гранатах (таблица 4.1; Рисунок 4.13) от метатоналита к гранат-биотитову гнейсу уменьшается содержание легких и тяжелых РЗЭ, а также Y .

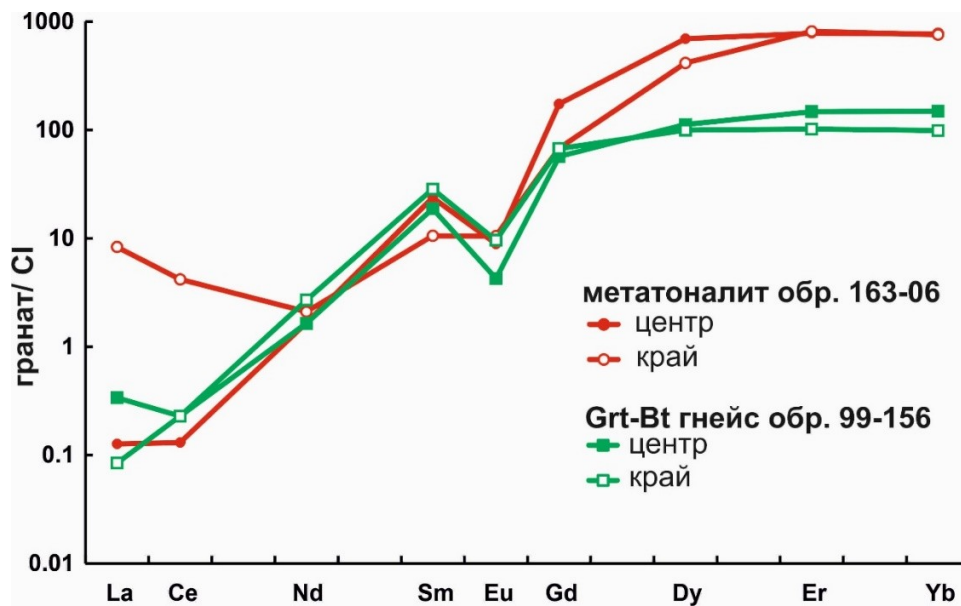


Рисунок 4.13 – Распределение РЗЭ в гранатах из метатоналита (красные линии, обр. 163-06) и гранат-биотитового гнейсов (зеленые линии, обр. 99-156)

Снижается и степень фракционирования тяжелых лантаноидов, возрастает величина Eu минимума от центра к краю, наблюдается слабое обеднение граната цирконием в краевой зоне. Снижение содержания тяжелых РЗЭ в краевых частях граната и циркония, вероятно, связано с одновременной кристаллизацией

циркона, потребляющего эти элементы. Уместно отметить, что появление протерозойских зерен циркона подтверждается неоднократно в разных породах Васильковского участка (Глава 7, Лобач-Жученко и др., 2015).

По мере возрастания степени расланцевания от метатоналита к гранат-биотитовому гнейсу как в гранатах, так и в биотитах, уменьшается количество РЗЭ, появляется отрицательная Се аномалия. Изменение содержаний РЗЭ в биотитах происходит одновременно с уменьшением общего количества биотита и появлением его поздней генерации (более подробно состав биотитов рассмотрен выше) (таблица 4.1; Рисунок 4.14).

Таблица 4.1 – Содержание редких элементов (г/т) в гранатах и биотитах из метатоналита (99-163) и гранат-биотитового гнейса (99-156) Васильковского участка ОПЗ

образец	99-163						99-156			
	Bt	Bt	Bt	Bt	Grt	Grt	Bt	Bt	Grt	Grt
точка №	9	10	7	8	центр	край	1	2	це нтр	к рай
La	4.09	2.1	2.96	3.05	0.03	1.97	1.21	1.11	0.08	0.02
Ce	2.13	1.37	5.16	5.27	0.08	2.56	0.12	0.52	0.14	0.14
Nd	2.5	1.56	3.15	2.41	0.76	0.96	1.04	1.05	0.75	1.23
Sm	0.62	0.41	0.7	0.47	3.51	1.56	0.19	0.26	2.78	4.21
Eu	–	–	–	–	0.5	0.59	–	–	0.24	0.54
Gd	0.71	0.34	1.52	1.27	34.6	13.5	0.09	0.16	11.3	13.4
Dy	0.67	0.49	1.41	0.76	171	102	0.37	0.37	27.6	24.5
Er	0.35	0.22	0.93	0.47	125	130	0.19	0.21	23.6	16.3
Yb	0.15	0.09	0.46	0.21	124	122	0.03	0.06	24	15.9
Ti	37723	31366	24764	23963	51.8	33.9	36213	35351	106	194
V	265	221	281	314	77.6	43.9	428	421	79.1	81.4
Cr	155	136	158	183	44.1	44.3	104	104	34.5	39
Rb	386	325	413	493	37	23.6	544	566	38.4	37.4
Sr	10.8	6.78	27.6	29.1	0.24	111	5.67	7.4	1.95	0.13
Y	0.34	0.15	3.72	0.85	1512	1063	0.1	0.11	204	163
Zr	4.5	3.03	3.12	4.1	10.04	4.8	2.72	1.34	15.2	8.3
Nb	108	91.4	51.8	52.3	0.02	0.04	78.5	77.6	0.07	0.03
Ba	5437	4128	4841	4799	0.4	52.85	3284	3334	1.08	0.16
Eu/Eu*	–	–	–	–	0.14	0.39	–	–	0.22	0.13
(Yb/Gd) _n	3.83	3.06	2.67	4.89	4.43	11.17	2.43	2.16	1.47	2.63
Ce/Ce*	0.27	0.33	0.80	0.86	0.34	0.71	0.05	0.22	0.58	0.36

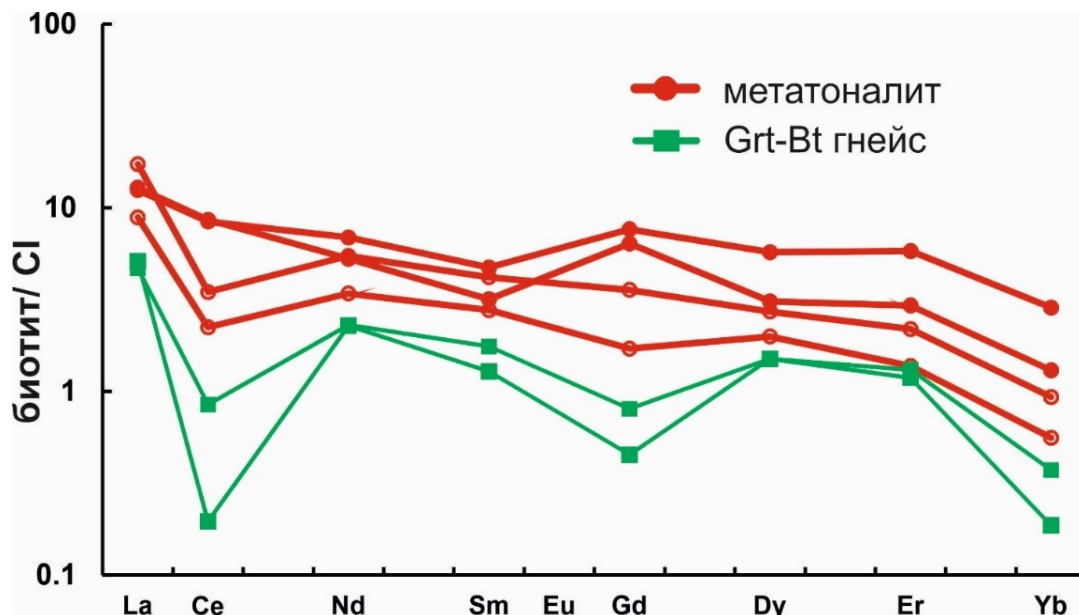


Рисунок 4.14 – Распределение РЗЭ в биотите из метатоналита (красные линии, обр. 99-163) и гранат-биотитового гнейса (зеленые линии, обр. 99-156)

4.3 Оценки температур и давлений

На основе петрографических наблюдений и выявленных особенностей химических составов минералов были выделены метаморфические парагенезисы разных стадий преобразования пород и оценены температуры и давления их образования.

Для оценки температуры парагенезисов в гнейсах тоналитового состава и образованных по ним гранат-биотитовых гнейсах использовались геотермометры (Kleemann, Reinhardt, 1994; Holdaway, 2000) и Grt-Bt-Pl (Qtz) геобарометр (Wu et al., 2004).

При расчетах были использованы составы всех минералов с учетом их взаимных соотношений и структурно-текстурных особенностей пород и проводились с помощью программы TPF (Fonarev et al., 1991) и TPQuick (<http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>). Обобщенные результаты расчетов приведены в таблице 4.2 и на Рисунке 4.15.

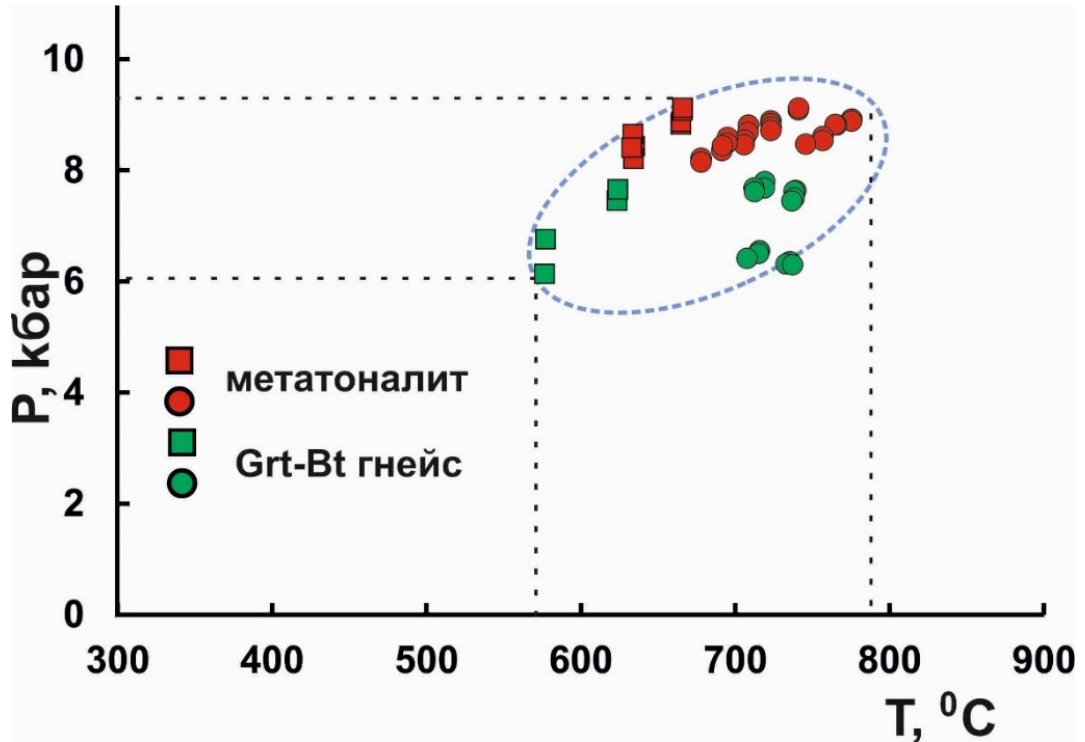


Рисунок 4.15 – P-T параметры метаморфизма, рассчитанные для Grt-Bt-Pl-Qtz парагенезиса в метатоналите и гранат-биотитовом гнейсе с помощью Grt-Bt геотермометров (Kleemann, Reinhardt, 1994; Holdaway, 2000) и Grt-Bt-Pl-(Qtz) геобарометра (Wu et al., 2004). Квадрат – парагенезис I, кружки – парагенезис II

В наименее измененном тоналитовом гнейсе (обр. 99-163) представлены два минеральных парагенезиса, соответствующих двум стадиям метаморфизма: Grt₁+Vt₁+Pl₁+Qtz (ядерная часть зерна граната и близкие к нему включения биотита и плагиоклаза) и Grt₂+Vt₂+Pl₂+Qtz (край зерна граната и минералы матрицы породы). Для первого парагенезиса температура, рассчитанная с использованием классических Grt-Bt геотермометров, составляет 635-665°C и давление, рассчитанные с использованием Grt-Bt-Pl(Qtz) барометра 8.2-9.1 кбар. Для второго парагенезиса определена температура 680-780°C и давление 8.1-9.1 кбар.

Для гранат-биотитового гнейса (обр. 99-156) также выделены два минеральных парагенезиса, соответствующих двум стадиям метаморфизма: Grt₁+Vt₁+Pl₁+Qtz (ядерная часть зерна граната и включения в нем) и

$\text{Grt}_2+\text{Bt}_2+\text{Pl}_2+\text{Qtz}$ (край зерна граната и минералы матрицы породы). Для первого парагенезиса по тем же термометрам получена более высокая температура 615-680°C и давление 6.7-8.6 кбар. Для второго парагенезиса получена температура 682-783° и давление 6.8-8.4 кбар.

Таблица 4.2 – Результаты классической термобарометрии для метатоналита и гранат-биотитового гнейсов Васильковского участка

проба	парагенезисы минералов	$T, ^\circ\text{C}$ (Holdaway, 2000)	$P, \text{кбар}$ (Wu et al., 2004)	$T, ^\circ\text{C}$ (Kleemann, Reinhardt, 1994)	$P, \text{кбар}$ (Wu et al., 2004)
99-163 метатоналит	$\text{Grt}_1+\text{Bt}_1+\text{Pl}_1+\text{Qtz}$	665-666	8.8-9.1	633-635	8.2-8.6
	$\text{Grt}_2+\text{Bt}_2+\text{Pl}_2+\text{Qtz}$	706-776	8.5-9.1	678-746	8.1-8.8
99-156 гранат-биотитовый гнейс	$\text{Grt}_1+\text{Bt}_1+\text{Pl}_1+\text{Qtz}$	647-678	7.4-8.6	614-652	6.7-8.1
	$\text{Grt}_2+\text{Bt}_2+\text{Pl}_2+\text{Qtz}$	700-734	7.0-8.4	682-783	6.8-8.4
UR 2 гранат-биотитовый гнейс	$\text{Grt}_1+\text{Bt}_1+\text{Pl}_1+\text{Qtz}$	623-624	7.4-7.6	576-578	6.1-6.8
	$\text{Grt}_2+\text{Bt}_2+\text{Pl}_2+\text{Qtz}$	715-739	6.3-7.8	707-738	6.4-7.7
	$\text{Bt}_3+\text{Gr}_2+\text{Pl}_2+\text{Qtz}$	561-563	4.2-4.6	507-510	2.6-3.5

Наиболее сильно рассланцованный гранат-биотитовый гнейс (обр. UR 2) содержит три минеральных парагенезиса $\text{Bt}+\text{Gr}+\text{Pl}+\text{Qtz}$. Первый парагенезис $\text{Bt}_1+\text{Gr}_1+\text{Pl}_1+\text{Qtz}$, представленный ядром граната с включениями в нем биотита и плагиоклаза с кварцем, дает более низкую температуру 576-624°C по тем же термометрам, которые использовались для расчета в предыдущих пробах, и давление 6.1-7.6 кбар. В то же время для края граната, а также биотита, плагиоклаза и кварца из матрицы породы парагенезиса $\text{Bt}_2+\text{Gr}_2+\text{Pl}_2+\text{Qtz}$ рассчитаны заметно бóльшая температуры 710-740°C и давление 6.3-7.8 кбар. Более поздний биотит третьей группы с краем граната и плагиоклазом из матрицы парагенезиса $\text{Bt}_3+\text{Gr}_2+\text{Pl}_2+\text{Qtz}$ дает температуру 507-563°C и давление 2.6-3.5 кбар. Использование биотита из третьей группы для расчета не совсем корректно,

поскольку он явно находится не в равновесии с минералами матрикса, но его использование позволяет увидеть тенденцию в дальнейших изменениях в породе, которые происходили на регрессивной стадии.

Таким образом, наблюдается увеличение температуры от первого парагенезиса ко второму, как в метатоналите, так и в гранат-биотитовом гнейсе. Также становятся очевидными высокие температуры образования гранатсодержащих парагенезисов в обеих породах. При этом нужно отметить и отличие по давлению: гранатсодержащий парагенезис в гранат-биотитовом гнейсе образовался при чуть более низком давлении. Разница в давлении получается за счет более кальциевого состава граната в метатоналите и более кальциевом плагиоклазе во включениях в центральной части зерен граната.

Известно, что гранат – минерал повышенных давлений, поэтому становится важным понять причину его обильного появления при понижении давления, как это следует из приведенных результатов геотермобарометрии. Этот вопрос подробнее будет обсуждаться ниже. Пока же из имеющихся данных следует заключение, что химическая неоднородность зерен граната и включений в них отражает эволюцию породы на ранних этапах в прогрессивной части тренда метаморфизма, а регрессивные изменения проявлены слабо. Из приведенных расчетов следует также, что появление гранатсодержащих парагенезисов в тоналитовых гнейсах определялось не сменой режима P и T , а иными факторами, предположительно – сменой флюидного режима минералообразования, что будет рассмотрено в следующем разделе.

4.4 Вероятные механизмы образования гранат-биотитовых гнейсов

Для определения вероятных механизмов образования гранат-биотитовых гнейсов в результате структурно-метаморфической переработки метатоналита, при условии сохранения и метатоналитом и гранат-биотитовым гнейсом идентичного химического состава в этом процессе (Приложение А, таблица А.1) были проведены ряд минералогических и петрологических расчетов (Юрченко,

2021).

В первую очередь было рассчитано модальное соотношение минералов в этих породах с учетом баланса масс на основе компьютерной программы МС (Чудненко, 2014) (таблица 4.3). В расчетах были использованы реальные химические составы минералов этих пород, полученные с использованием микронзондового анализа. При расчетах учитывалось влияние таких акцессорных минералов, как магнетит, сульфиды. Такой учет оказался важен потому, что, например, без учета магнетита заметно завышается количество железосодержащего биотита и, как следствие, уменьшается количество калиевого полевого шпата в виду расходования калия при расчетах на биотит (таблица 4.3).

Как видно из расчетов (Рисунок 4.16), в направлении от менее измененного метатоналита обр. 99-163 к гранат-биотитовому гнейсу обр. UR 2 в породах закономерно возрастают количества граната и калиевого полевого шпата, тогда как количество биотита и плагиоклаза уменьшаются.

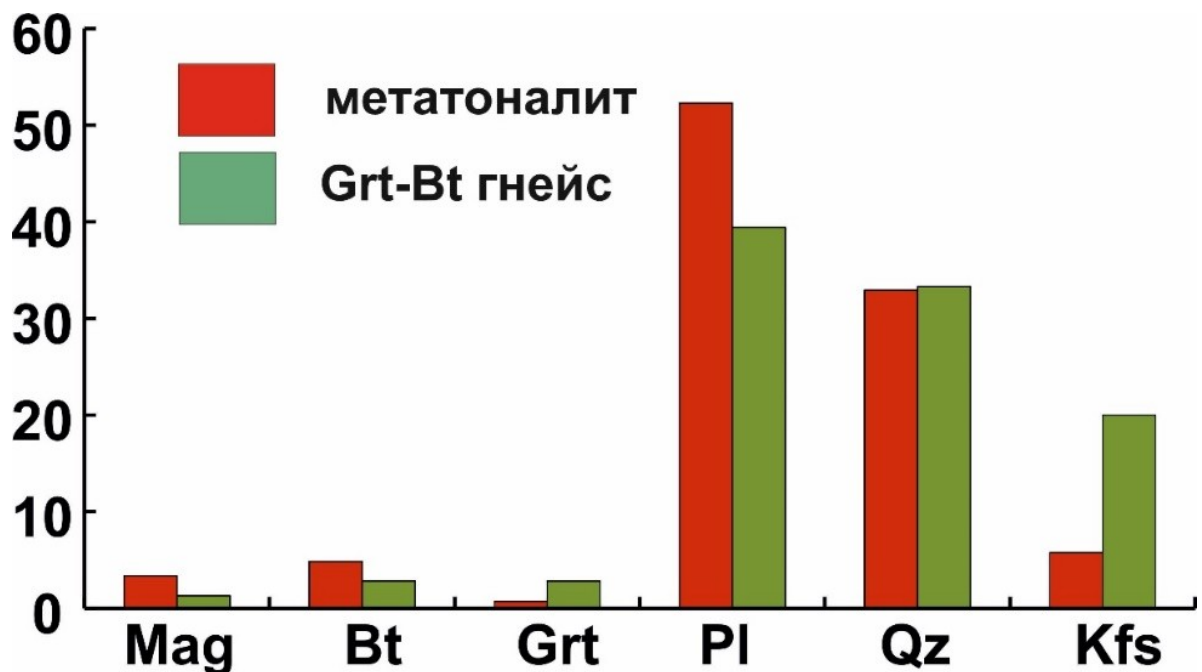


Рисунок 4.16 – Гистограмма, показывающая изменение минерального состава при переходе от метатоналита (обр. 99-163) к гранат-биотитовому гнейсу (UR 2), модальные соотношения минералов в образцах были рассчитаны при помощи программы МС (Чудненко, 2014)

Таблица 4.3 – Модальное соотношение минералов в метатоналите (99-163) и гранат-биотитовом гнейсе (99-156, UR 2)

образец		99-163 метатоналит	99-156 Grt-Bt гнейс	UR 2 Grt-Bt гнейс
вес. %	Ap	0.1	0.4	0.3
	Mag	3.4	5	1.3
	Bt	4.8	5.1	2.8
	Grt	0.7	0.8	2.8
	Pl	52.3	52.1	39.4
	Qz	32.9	33.2	33.3
	Kfs	5.8	3.3	20
объем. %	Ap	0	0.1	0.1
	Mag	1.6	2.5	0.6
	Bt	4.5	4.8	2.7
	Grt	0.5	0.6	2
	Pl	53.6	54.1	40.5
	Qz	34	34.6	34.4
	Kfs	5.7	3.3	19.8
Residual		0.1	0.7	0.2

Эти данные несколько отличаются от петрографических наблюдений, поскольку в петрографических шлифах наблюдаются срезы породы по разным плоскостям, и там, где разрез совпадает с плоскостью рассланцевания, мы видим большее количество граната и биотита и вынужденно завышаем их количество при описании. Такое же влияние оказывает и наличие разных генераций одного и того же минерала в породе, имеющего разный состав.

Для определения главных факторов, которые влияют на изменение минеральных парагенезисов и количественное соотношение минералов при переходе от метатоналита к гранат-биотитовым гнейсам в процессе структурно-метаморфической переработки, было выполнено моделирование минералообразования с помощью программы Perplex.

Для расчетов был взят исходный химический состав метатоналита 99-163 (Приложение А, таблица А.1). Результаты приведены на Рисунке 4.17.

Были рассмотрены все возможные варианты изменения состава пород в

отношении петрогенных элементов и вариации состава флюида (соотношение CO_2 и H_2O в двухкомпонентном флюиде). Анализ минералообразования при вариациях петрогенных элементов показал, что наиболее значимым параметром для появления гранатового парагенезиса оказалось изменение количества K_2O в моделируемой системе.

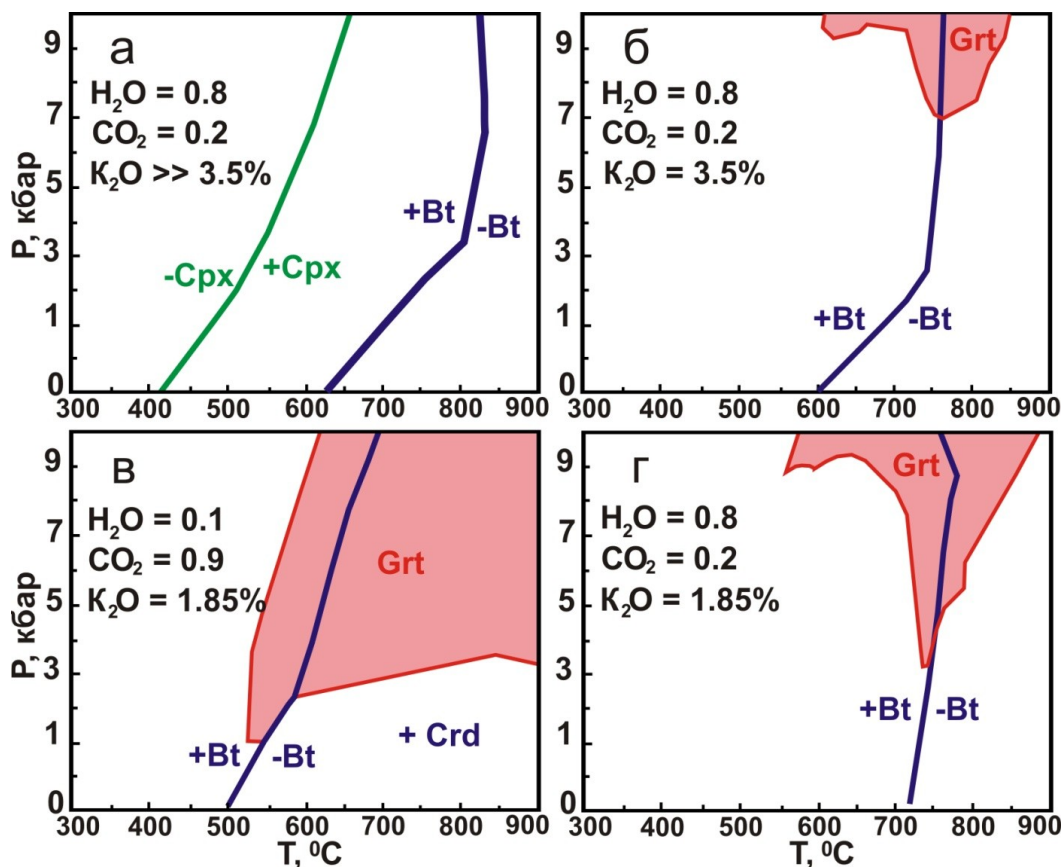


Рисунок 4.17 – Моделирование полей устойчивости минеральных парагенезисов в метатоналите. Цветом выделены области устойчивости Grt, Bt и Crx при разном содержании в породе K_2O и вариациях величины отношения $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$. *PT*-диаграмма равновесных полей фаз рассчитана с параметрами: а – $X_{\text{CO}_2}=0.2$, K_2O насыщенный; б – $X_{\text{CO}_2}=0.2$, $\text{K}_2\text{O}=3.5\%$; в – $X_{\text{CO}_2}=0.9$, $\text{K}_2\text{O}=1.85\%$; г – $X_{\text{CO}_2}=0.2$, $\text{K}_2\text{O}=1.85\%$

Так, в системе, насыщенной¹ K_2O , и при увеличении доли воды во флюиде (Рисунок 4.17 а), гранат не появляется в области ожидаемого PT -интервала, предполагаемого по результатам классической минеральной геотермобарометрии. Вместо граната в породе становится устойчивым клинопироксен, а также увеличивается область устойчивости биотита за счет изменения положения реакции разложения биотита вправо, в сторону увеличения температуры (до $820^{\circ}C$). Отметим, что единичные зерна клинопироксена встречаются в некоторых безгранатовых образцах тоналитового гнейса, то есть такая ситуация могла быть реализована в рассматриваемых толщах, но ограниченно.

При высокой доле воды во флюиде и более высоком содержании K_2O в системе, чем в исходном составе метатоналита обр. 99-163 (Рисунок 4.17 б), гранат появляется и устойчив при давлениях 6.8 кбар и выше, температурах $600-850^{\circ}C$. Исчезновение биотита происходит при температуре около $740^{\circ}C$. Таким образом, поле устойчивости гранат-биотитового парагенезиса расположено в области достаточно высоких давлений и незначительно пересекается с полем, определенным по результатам классической геотермобарометрии.

При моделировании минералообразования при низком содержании воды во флюиде и, как следствие, возрастающей роли во флюиде второго компонента – CO_2 , с содержанием K_2O в системе таким же, как в метатоналите обр. 99-163 (Рисунок 4.17 в), гранат появляется и устойчив в широкой области температур и давлений (от 1 кбар и выше, $600-850^{\circ}C$ соответственно). Линия полного исчезновения биотита имеет более крутой наклон, начинается с температуры $550^{\circ}C$ и выходит за пределы рассматриваемого PT -диапазона (около $680^{\circ}C$). При таких заданных параметрах моделирования в условиях низких давлений становится устойчивым кордиерит в результате реакции замещения граната. Таким образом, поле устойчивости гранат-биотитового парагенезиса достаточно узкое, а поле устойчивости граната, наоборот, более обширное и занимает

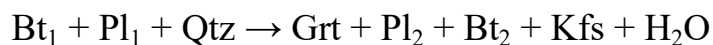
¹ по терминологии J.A.D. Connolly (Connolly, 2009), под насыщенным компонентом системы необходимо понимать присутствие избыточной фазы, стабильной во всем интервале PT -условий

большую часть рассматриваемого *PT*-диапазона в отличие от рассмотренных ранее условий (Рисунок 4.17 б).

При моделировании минералообразования с повышением доли воды и, как следствие, уменьшением доли во флюиде второго компонента – CO_2 , при содержании K_2O в системе таким же, как и в исходном составе метатоналита обр. 99-163 (Рисунок 4.17 г), гранат появляется в диапазоне давлений ≥ 3 кбар и температур $\geq 560^\circ\text{C}$, максимальная область устойчивости соответствует температуре 740°C . Дегидратация биотита происходит при температуре около 760°C .

Таким образом, обобщая приведенные результаты моделирования, можно сказать, что на появление и устойчивость граната в метатоналите наиболее критично влияет уменьшение отношения $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2$ во флюиде. Также влияние оказывает и изменение содержания K_2O в породе: чем его больше, тем меньше область устойчивости граната. Учитывая, что химический состав сравниваемых пород отличается незначительно, то следует, что появлению гранат-биотитового парагенезиса способствовало скорее изменение состава флюида, а не изменение содержания K_2O в системе.

На основе приведенных расчетов и особенностей изменения химического состава минералов можно предположить вероятную реакцию образования гранат-биотитовых гнейсов по субстрату, представленному метатоналитом:



В заключение также стоит отметить, что в расчетах был рассмотрен преимущественно двухкомпонентный (водно-углекислотный) состав флюида. Предполагаемое вхождение в состав флюида каких-либо солей будет снижать долю воды, а содержание углекислоты – повышать. Но нужно иметь в виду, что при низких концентрациях солей реакция дегидратации биотита будет смещаться в область более низких температур незначительно (Aranovich et al., 1987).

В изученных нами породах оптическим методом визуально оценивались

флюидные включения, которые сравнительно редко встречаются в кварце, полевых шпатах или гранате. Эти флюидные включения представляют собой одно- или двухфазные газовой-жидкие вакуоли, не содержащие каких-то иных включений твердых фаз (солей). Поэтому пока нет оснований считать, что в образовании метатоналита или гранат-биотитовых гнейсов участвовали флюиды с высокой концентрацией солей. В таком случае они, скорее всего, должны были наблюдаться в виде твердых фаз в газовой-жидких включениях при достижении пределов растворимости в водно-углекислотном флюиде.

4.5 Выводы к главе 4

Для установления природы гранат-биотитовых гнейсов и возможных механизмов формирования в них высокотемпературной гранатсодержащей ассоциации было проведено сравнительное изучение химического и минерального состава метатоналита и гранат-биотитового гнейса. Образование последнего по тоналитовому субстрату в результате структурно-метаморфической переработки устанавливается при полевых наблюдениях: гранат-биотитовые гнейсы локализованы в зонах деформаций метатоналитов мощностью от нескольких сантиметров до первых метров.

Гранат-биотитовые гнейсы и метатоналит имеют сходный химический состав. Это подтверждает общность субстратов метатоналита и гранат-биотитовых гнейсов, а идентичность химических составов при структурно-метаморфической переработке говорит об изохимическом характере преобразования метатоналита в гранатсодержащий гнейс. В процессе преобразования при сохранении валового химического состава породы заметно изменяются составы породообразующих минералов.

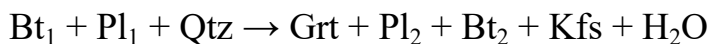
На основе выявленных особенностей минералов в метатоналите и гранат-биотитовом гнейсе были выделены два метаморфических парагенезиса. Парагенезис I образуют реликтовые плагиоклаз, биотит и центральные части

зерен граната, имеющие отчетливую композиционную индивидуальность. Парагенезис II включает новообразованный гранат (края зерен граната I) и минералы матрикса: плагиоклаз, биотит, калиевый полевой шпат, кварц.

Выявленные различия в составе минералов находят свое отражение при определении *PT*-параметров метаморфизма с использованием классических методов минеральной термобарометрии. Наблюдается увеличение температуры от парагенезиса I к парагенезису II как в метатоналите, так и в гранат-биотитовом гнейсе. Гранатсодержащий парагенезис в гранат-биотитовом гнейсе при этом образовался при более низком давлении, чем в метатоналите.

Выполненное моделирование минералообразования с помощью программы *Perplex* дало возможность понять причину обильного появления граната при понижении давления при образовании гранат-биотитового гнейса. Результаты моделирования показали, что вероятной причиной появления *Grt* в метатоналите является уменьшение мольной доли воды в H_2O-CO_2 флюиде. Также выявлено сокращение области устойчивости граната с ростом K_2O в породе. Но с учетом того, что химические составы сравниваемых пород близки, появление гранат-биотитового парагенезиса вызвано скорее изменением состава флюида, а не изменением содержания K_2O в системе.

На основе приведенных расчетов и особенностей изменения химического состава была предложена вероятная реакция образования гранат-биотитовых гнейсов по субстрату, представленному метатоналитом:



Поученные результаты позволяют сформулировать первое защищаемое положение: гранат-биотитовые гнейсы образовались в результате палеопротерозойской структурно-метаморфической переработки архейских тоналитов и локализованы в маломощных сдвиговых зонах. Появление граната в новообразованных парагенезисах обусловлено уменьшением отношения H_2O/CO_2 во флюиде и пониженным содержанием K_2O в породе.

ГЛАВА 5 УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И *PT*-ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГНЕЙСОВ МЕТАОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА ВАСИЛЬКОВСКОГО УЧАСТКА ОРЕХОВО- ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ

5.1 Геохимические особенности пород метаосадочного комплекса

Ассоциации пород в изученных метаосадочных толщах представлены перемежающимися мелко- и среднезернистыми разгнейсованными глиноземистыми гранат-биотитовыми гнейсами с небольшим содержанием силлиманита или без него, кварцитами с примесью граната, железистыми кварцитами (на юге и в центральной части исследуемого Васильковского участка ОПЗ). На севере участка встречается небольшая по мощности пластина (до 3 м) с мигматизированными средне-, крупнозернистыми высокоглиноземистыми гнейсами с порфиробластовыми структурами. Эта пластина также пестрая по составу: в ней перемежаются гнейсы гранат-биотит-силлиманитового и гранат-силлиманит-биотит-кордиеритового состава с гранат-биотитовыми гнейсами, кварцитами (Рисунок 2.2).

Ниже приводятся результаты анализа авторских данных о составе ключевых вышеназванных метаосадочных пород Васильковского участка. Следует сразу оговориться, что изученные породы сильно тектонизированы и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма, сопровождаемой частичным плавлением пород, что не могло не сказаться на первичных составах пород метаосадочной толщи и тем самым затруднить классификацию и выявление точной природы исходных пород. Также следует иметь в виду и отсутствие непрерывных наблюдений разрезов из-за слабой обнаженности, что сказывается на неоднозначной интерпретации результатов. Несмотря на это, представляется возможным сделать ряд заключений на основе анализа особенностей содержания и распределения химических элементов в изученных породах.

На бинарных диаграммах по соотношению SiO_2 и основных петрогенных элементов (Приложение А, таблица А.1) видно, что по содержаниям SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и MgO гнейсы метаосадочной толщи Васильковского участка разделяются на две группы (Рисунок 5.1), что согласуется с их соответствующим геологическим положением на исследуемом участке, а также отражается в минеральном составе пород.

Породы первой группы – глиноземистые гранат-биотитовые гнейсы метаосадочной толщи с содержанием $\text{SiO}_2 = 62\text{-}68$ масс. % – распространены на юге и в центре участка. Породы второй группы с содержанием $\text{SiO}_2 = 37\text{-}50$ масс. % – высокоглиноземистые гнейсы метаосадочной толщи – встречаются на севере участка. Фигуративные точки составов пород не образуют тренды, которые можно было бы ожидать при непрерывности осадконакопления. Это может быть либо следствием малого числа анализов, либо такую разницу составов можно объяснить вариациями кислого и основного обломочного материала в источниках сноса.

В целом, для всех проанализированных пород характерны отрицательные корреляции SiO_2 с Al_2O_3 , TiO_2 и MgO (Рисунок 5.1), а для K_2O и FeO_t наблюдается чуть заметная тенденция к положительным связям.

На диаграммы нанесены также составы метатоналита и гранат-биотитовых гнейсов в зонах структурно-метаморфической переработки. Видно, что составы метатоналита и гранат-биотитового гнейса практически не отличаются. Наблюдаются только достаточно широкие вариации по K_2O , связанные большей частью с неоднородностью гранат-биотитовых гнейсов.

По содержанию SiO_2 метатоналит и гранат-биотитовые гнейсы по нему совпадают с первой группой метаосадочной толщи (гранат-биотитовыми гнейсами), при этом по содержанию FeO_t , MgO занимают область ниже, а по содержанию CaO , Na_2O область выше гнейсов этой группы, что еще раз подтверждает различие этих пород.

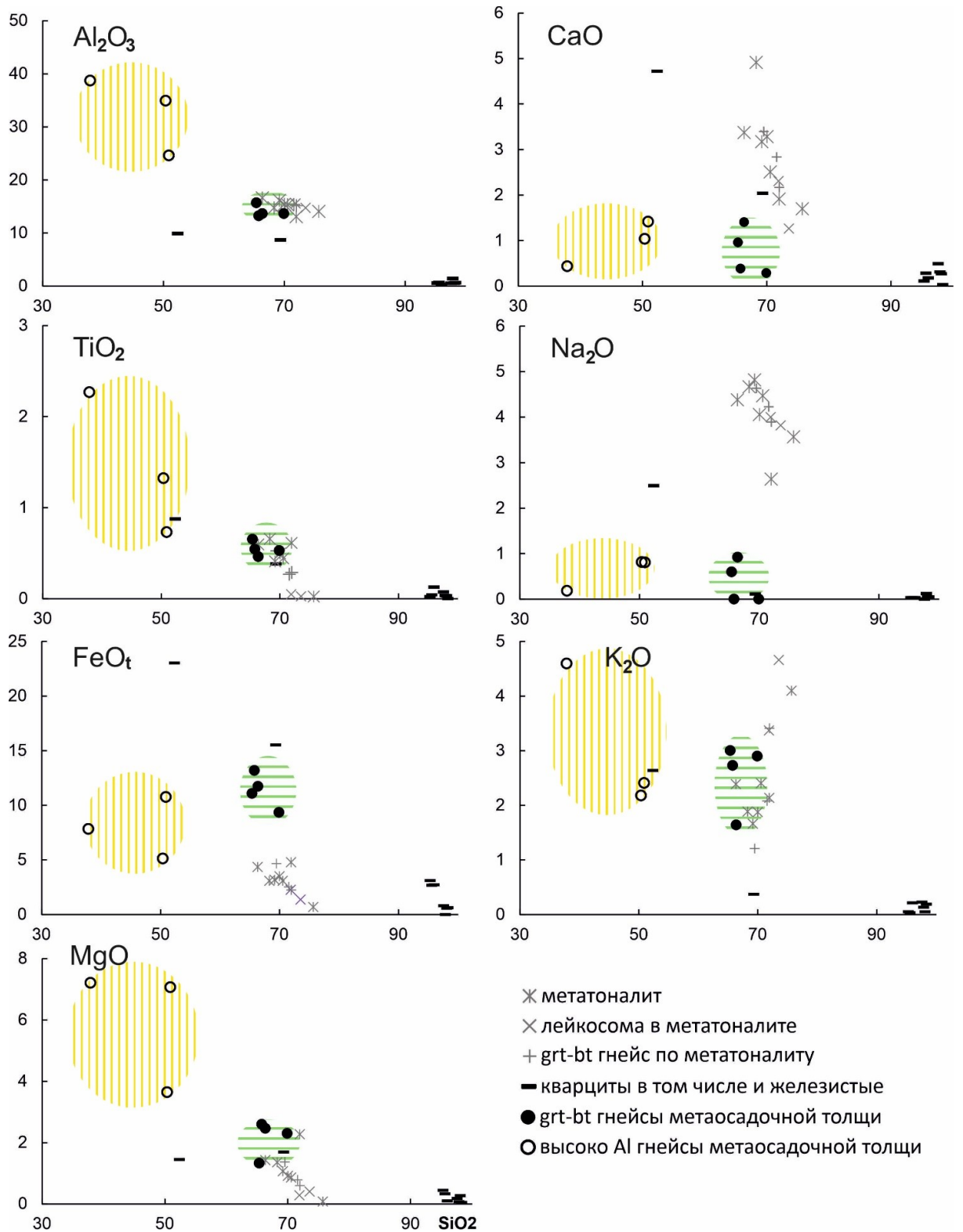


Рисунок 5.1 – Вариационные диаграммы (SiO₂, масс. % – петрогенные оксиды, масс. %) для гнейсов и кварцитов метаосадочной толщи Васильковского участка ОПЗ в сравнении с составами метатоналита и гранат-биотитовых гнейсов по нему. Шриховыми линиями выделены две группы пород (см. текст)

Гнейсы первой и второй групп из метаосадочной толщи имеют однотипные конфигурации линий распределения редких и редкоземельных элементов (Рисунок 5.2; Приложение А, таблица А.1), которые близки спектру распределения этих элементов в постархейском среднем глинистом сланце Австралии PAAS (Тейлор, Мак-Ленан, 1988), при этом все-таки наблюдаются некоторые отличия между этими группами. Графики распределения РЗЭ умеренно дифференцированные с отношением $La_N/Lu_N=22-36$ для гнейсов первой группы и $La_N/Lu_N=7-8$ для гнейсов второй группы с отчетливой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=0.66-0.73$ для первой группы и $Eu/Eu^*=0.54-0.82$ второй группы) (Рисунок 5.2). Кварциты по сравнению с гнейсами метаосадочной толщи содержат значительно меньше РЗЭ в целом. На их РЗЭ состав оказывает влияние попадание редких минералов-примесей в кварцитах. Так, даже при незначительной примеси в кварците граната возрастает спектр в области ТРЗЭ, а при наличии полевого шпата возникает положительная европиевая аномалия.

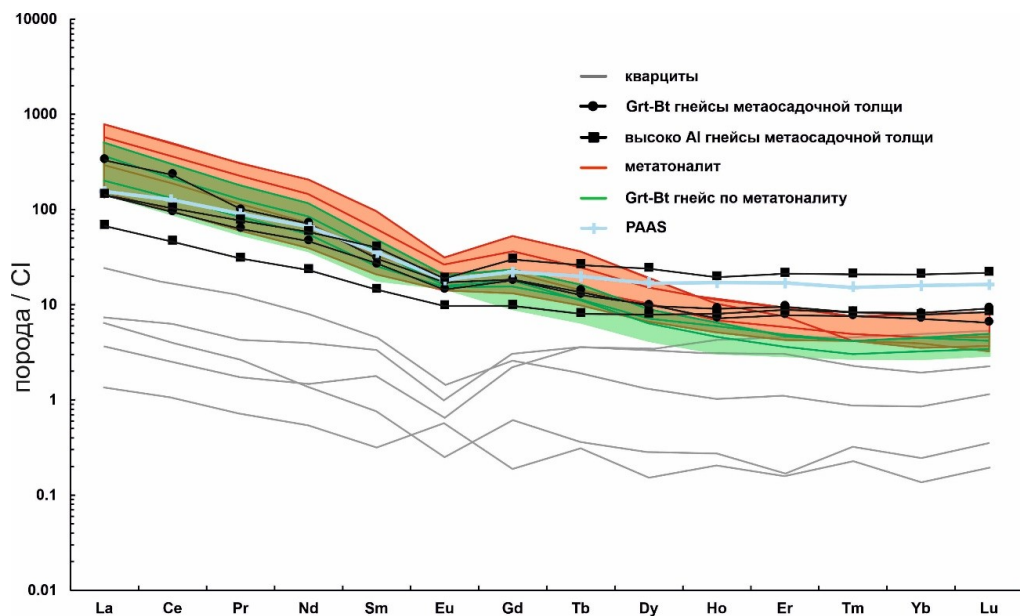


Рисунок 5.2 – График распределения РЗЭ в породах метаосадочной толщи Васильковского участка ОПЗ, нормированных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989). На график также нанесен спектр PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии) (Nance, Taylor, 1976), красным цветом показано распределение РЗЭ в метатоналите и зеленым – в гранат-биотитовом гнейсе по метатоналиту

Также стоит отметить принципиальное отличие спектров РЗЭ метаосадочных пород от спектров метатоналита и гранат-биотитовых гнейсов по нему. Особенно это заметно в области ТРЗЭ, что связано с большим содержанием граната – минерала концентратора ТРЗЭ в метаосадочных гнейсах (Рисунок 5.2, 5.3).

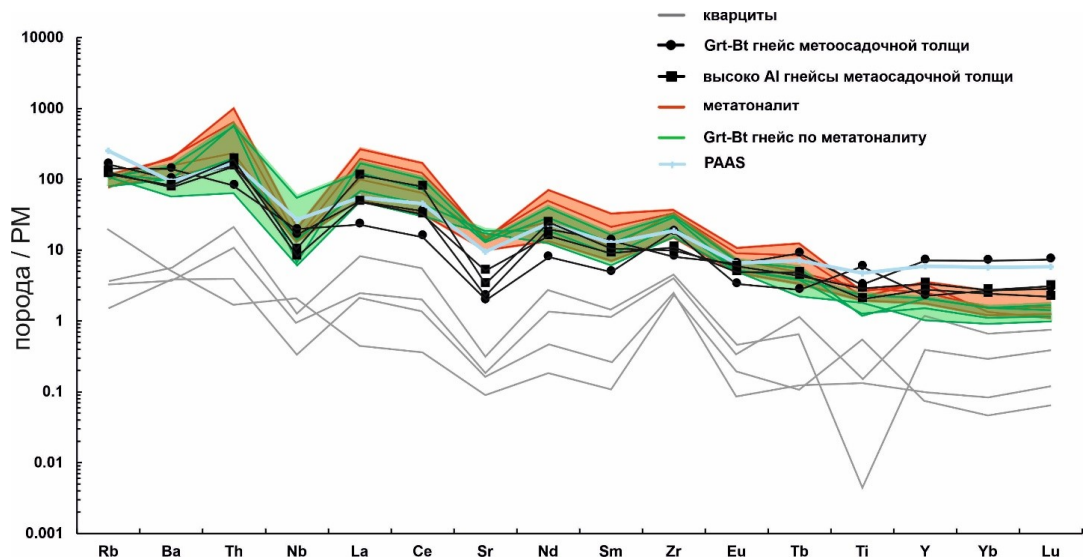


Рисунок 5.3 – График распределения элементов в гнейсах и кварцитах метаосадочной толщи Васильковского участка ОПЗ, нормированных на мантию по (McDonough et al., 1991). На график также нанесен спектр PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии) (Nance, Taylor, 1976), красным цветом показано распределение РЗЭ в метатоналите, зеленым – в гранат-биотитовом гнейсе по метатоналиту

Гнейсы первой группы имеют более высокие концентрации Rb, Ba, Nb, Zr, Tl, а гнейсы второй группы – повышенные содержания La, Ce, Sr, Nd, что подчеркивает их отличие (Рисунок 5.3), связанное с разной степенью дифференцированности осадочного материала. В целом спектры повторяют конфигурацию спектра распределения этих элементов в постархейском среднем глинистом сланце Австралии PAAS. Кварциты, как и на предыдущем графике, обеднены всеми редкими элементами.

На классификационной диаграмме (Pettijohn et al., 1972) (Рисунок 5.4),

которая используется для определения зрелости осадков, кварциты попадают в поле зрелых осадков – кварцевых аренитов, в то время как составы глиноземистых гнейсов и высокоглиноземистых гнейсов в поле незрелых разностей – в поле аркоза и в поле граувакк, соответственно. Составы железистых кварцитов с гранатом попадают в поле аркоза и иллита.

Протолиты гнейсов первой и второй группы относятся к незрелым осадкам, поэтому можно считать, что концентрации элементов в области сноса не претерпели существенных изменений при литогенезе, и содержания элементов в осадках отражают их средневзвешенные содержания в материнских породах.

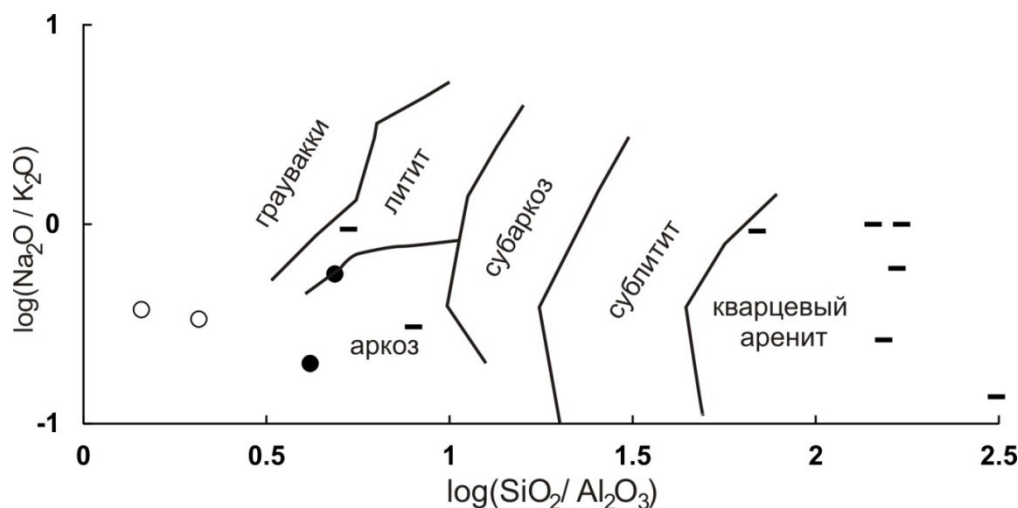


Рисунок 5.4 – Положение гнейсов и кварцитов метосадочной толщи Васильковского участка ОПЗ на классификационной диаграмме $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Pettijohn et al., 1972). Обозначения как на предыдущих диаграммах

Более детальная классификация осадочных пород была проведена с использованием диаграммы А.Н. Неелова (Неелов, 1980) (Рисунок 5.5). На диаграмме параметр “а” – глиноземистый модуль – отражает два механизма дифференциации вещества: интенсивность химического выветривания и гранулометрическую сортировку. Параметр “b” – характеризует общую меланократовость пород. Щелочность пород выражена векторами: “n”, “k” – степень преобладания калия над натрием. Распределение точек составов пород

связанно в большей степени с гранулометрической дифференциацией вещества (Рисунок 5.5). При этом высокоглиноземистые гнейсы в северной части участка (вторая группа) сложены более сортированными осадками (пелитами) (глиноземистый модуль в породах меняется от 0.52 до 1.20), а остальные гнейсы (первая группа) менее дифференцированы и представлены песчаниками и алевролитами (с глиноземистым модулем от 0.23 до 0.28). Породы характеризуются умеренной щелочностью при значительной роли калия, содержания которого увеличиваются от песчаников к пелитам, что отражается на увеличении длины вектора.

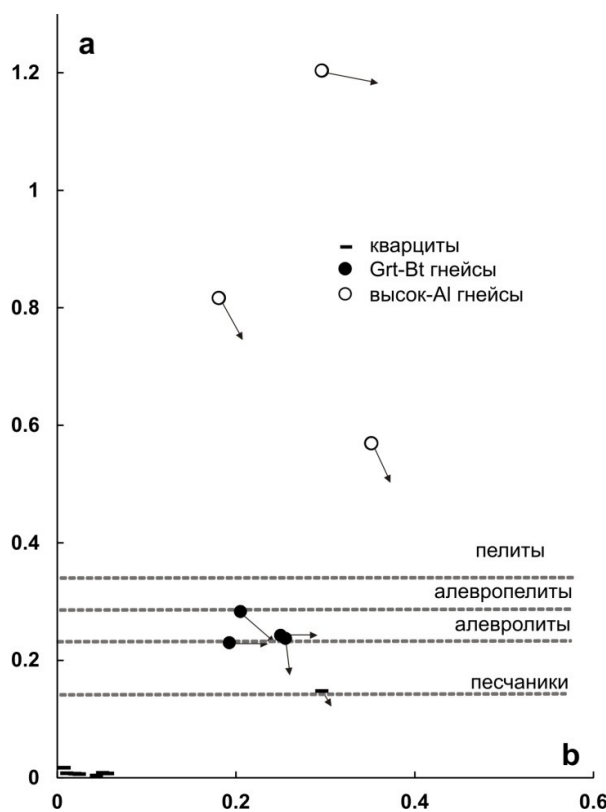


Рисунок 5.5 – Диаграмма ab ($a = \text{Al/Si}$ (ат. кол.), $b = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg})/1000$ (ат. кол.), $n = \text{K} + \text{Na}$ (ат. кол.) – длина вектора, $k = \text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ – наклон вектора (Неелов, 1980, с упрощениями)) для метатерригенных пород

С помощью параметра CIA (химического индекса выветривания) может быть количественно оценена степень химического выветривания пород, служивших источником терригенного материала. По химическому индексу зрелости CIA (молек. %) для гнейсов метаосадочной толщи Васильковского участка

в целом характерны умеренно или сильно выветрелые источники сноса (Рисунок 5.6). Так, высокоглиноземистые гнейсы севера участка (вторая группа) чуть более зрелые, со значениями CIA, варьирующими от 79 до 86, чем гранат-биотитовые гнейсы южной и центральной части участка (первая группа), где этот индекс для рассматриваемых пород составляет 70-79.

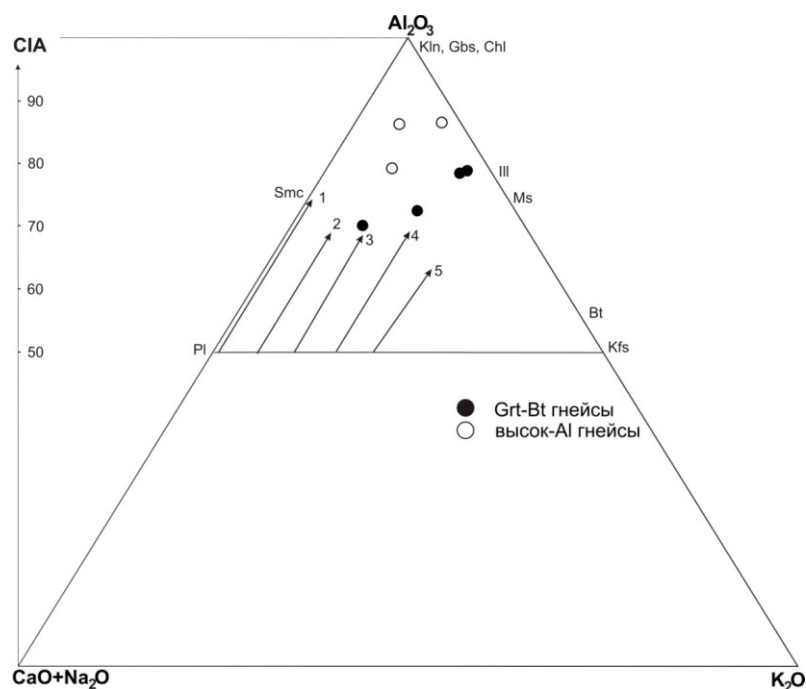


Рисунок 5.6 – Тройная диаграмма A-CN-K (Nesbitt, Young, 1984) для гнейсов метаосадочной толщи Васильковского участка ОПЗ. Стрелками обозначены тренды начального профиля выветривания для разных типов пород: 1 – габбро, 2 – тоналит, 3 – диорит, 4 – гранодиорит, 5 – гранит

Высокая зрелость осадков иллюстрируется и тройной диаграммой Al_2O_3 -($CaO+Na_2O$)- K_2O (Рисунок 5.6). Стрелками показаны направления изменения химического состава для разных типов пород в процессе выветривания. Составы гнейсов из метаосадочной толщи Васильковского участка образуют плохо сгруппированное поле составов, расположенное между тоналитами и гранодиоритами, вытянутое в направлении увеличения степени выветривания (к вершине треугольника), что свидетельствует о неравномерном химическом выветривании широкого спектра терригенного материала в области сноса.

Дискриминантная диаграмма F1-F2 (Рисунок 5.7) может быть

использована для определения состава материнских пород. Так, почти все составы гнейсов (первая и вторая группа) метаосадочной толщи Васильковского участка ложатся в поле, отвечающее магматитам основного состава, и только один состав попадает в поле с экстремальными составами мафических пород (по Ti, Fe, Mg).

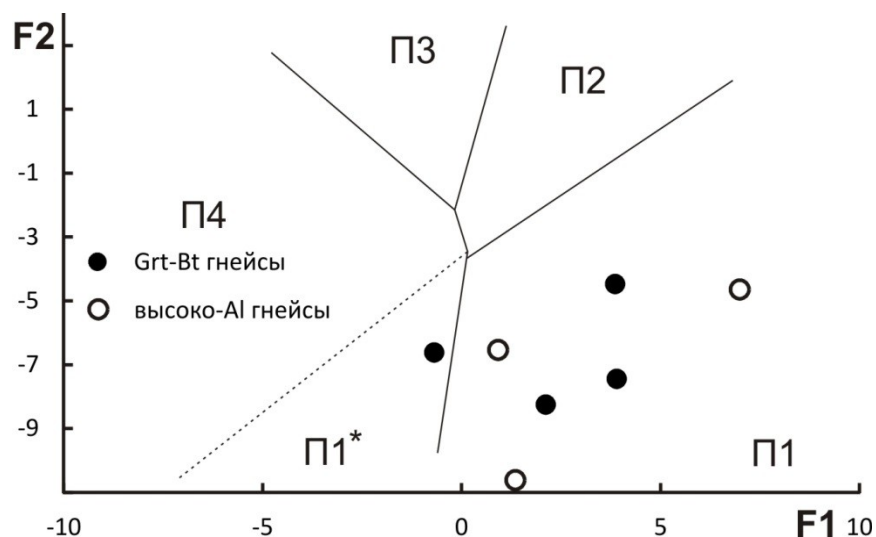


Рисунок 5.7 – Дискриминантная диаграмма F1-F2 по (Roser, Korsch, 1988) для гнейсов из метаосадочной толщи Васильковского участка ОПЗ. Поля П1, П2, П3 отвечают магматитам, а также составу детрита, приближающегося к исходным породам основного, среднего и кислого состава. Поле П1* отвечает экстремальным составам мафических основных пород (по Ti, Fe, Mg). Поле П4 отвечает рециклированному осадочному материалу

Также была проведена реконструкция модельного состава источников сноса для осадков гнейсов (первой и второй группы) метаосадочной толщи Васильковского участка с использованием наименее подвижных в осадочном процессе элементов – Cr, Ti, Hf, Yb (Рисунок 5.8). Точки составов гнейсов из разных групп также ложатся в разные области на диаграмме, что свидетельствует о вариациях состава обломочного материала. Для гранат-биотитовых гнейсов (первая группа) большой вклад внесли кислые породы, а для высокоглиноземистых (вторая группа) – основные породы. Возможно, такой широкий диапазон составов и различие по другим параметрам связан с большим разнообразием разрушающихся пород.

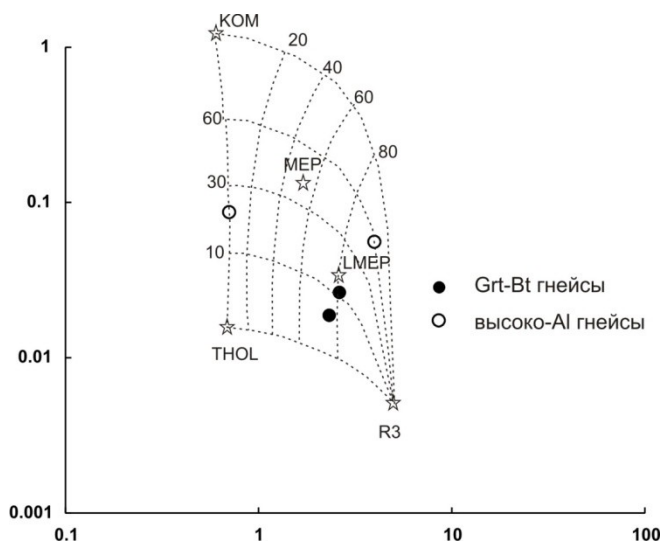


Рисунок 5.8 – Диаграмма Cr/Ti-Hf/Yb (La Fleche, Camire, 1996) для гнейсов метасадочной толщи, Васильковский участок ОПЗ. КОМ – коматииты, ТНОЛ – толеиты, R3 – риолиты. МЕР – метаграувакки провинции Абитибби (Канада) с MgO > 5 масс. %, LMEP – с MgO < 5 масс. %

Таким образом, в результате проведенных исследований особенностей распределения петрогенных, редких и РЗЭ можно говорить о принципиальном различии гранат-биотитовых гнейсов из метасадочной толщи и гранат-биотитовых гнейсов, развивающихся по метатоналиту в зоне структурно-метаморфической переработки. Глиноземистые гранат-биотитовые гнейсы южной и центральной части участка (первая группа) характеризуются умеренной дифференцированностью по содержанию РЗЭ, наличием отчетливого европиевого минимума ($Eu/Eu^*=0.66-0.73$), более высокими концентрациями Rb, Ba, Nb, Zr, Ti. Эти метасадки относятся к незрелым и попадают в поле аркоза на диаграмме (Pettijohn et al., 1972) (Рисунок 5.4). Диаграмма А.Н. Неелова (Неелов, 1980) (Рисунок 5.5) показывает, что осадки для гнейсов первой группы менее дифференцированы и представлены песчаниками и алевролитами с умеренной щелочностью.

Высокоглиноземистые гнейсы севера участка (вторая группа) характеризуются высоким содержанием MgO, FeO_t, TiO₂, что позволяет предположить, что источником сноса для гнейсов были основные породы. Для

группы характерна меньшая дифференцированность по содержанию RЗЭ, меньшая европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0.54-0.82$), более высокие концентрации La, Ce, Sr, Nd. Метаосадки относятся к незрелым и попадают в поле граувакк на диаграмме (Pettijohn et al., 1972) (Рисунок 5.4), при этом диаграмма А.Н. Неелова (Неелов, 1980) показывает, что осадки для гнейсов второй группы сложены более сортированными разностями – пелитами с значительной ролью калия.

5.2 Геологическое, петрографо-геохимическое описание метаосадочного комплекса Васильковского участка

Макроскопически гнейсы метаосадочного комплекса выглядят как серые, темно-серые грубозернистые гнейсовидные породы с красно-розовыми шпировидными скоплениями граната. При сильном выветривании гнейсы приобретают желтоватый оттенок из-за гидроокислов железа. Состав гнейсов варьирует от биотит-кордиерит-силлиманит-гранатовых до гранат-силлиманит-биотитовых, хотя встречаются также гнейсы без высокоглиноземистых минералов. Содержание лейкократовых минералов неравномерно, например, количество калиевого полевого шпата вместе с кварцем становятся более заметным при мигматизации. В мигматизированных разностях кордиерит, биотит, силлиманит тяготеют к меланосоме. Иногда отмечается приуроченность силлиманита к определенным направлениям расщепления, хотя чаще всего этот минерал в шлифе находится в тесной пространственной близости с кордиеритом. Более поздние изменения проявлены в виде слабой серицитизации калиевого полевого шпата и плагиоклаза, пиннитизации кордиерита и образовании окислов железа по темноцветным и рудным минералам, а также вторичного биотита по трещинам в гранате (Юрченко, 2011).

Петрографический состав гнейсов (Приложение А, таблица А.2) варьирует в пределах: биотит (5-30 %), гранат (15-35 %), кордиерит (0-15 %), силлиманит (0-15 %), кварц (20-40 %), плагиоклаз (10-25 %) и калиевый полевой шпат (15-25 %). В качестве аксессуарных минералов содержатся: циркон, апатит, магнетит,

монацит, рутил, ильменит и пирит. В одном образце диагностирован ставролит во включение в кварце.

Структура пород гранобластовая, лепидогранобластовая, разномзернистая, гнейсовидная, в матриксе участками микрогранобластовая, зернистость средняя, реже – крупная, а за счет скоплений зерен граната, биотита, породы могут выглядеть как гигантозернистые. Гнейсовидность обычно подчеркивается ориентировкой биотита, силлиманита, иногда вытянутую форму имеют зерна граната.

Обнажение UR 8 представляет собой выходы полосчатой метаосадочной толщи, в которой переслаиваются массивные кварциты с варьирующими по составу биотит-гранатовыми гнейсами, в том числе с большим количеством рудного минерала. Эти породы сильно обохрены и выветрелые (Рисунок 5.9). В северной части этого обнажения породы деформированы в крупные открытые складки с широтным пологим шарниром. В ядре складки увеличена мощность кварцитов. Отобраны для детального изучения пробы UR 8/9, UR 8/2.

Образец UR 8/9 представлен – силлиманит-биотит-гранатовым гнейсом, который состоит из граната (15 %), биотита (15 %), рудных минералов (5-10 %), калиевого полевого шпата (5-10 %), силлиманита (1 %), кварца, акцессорные минералы представлены: цирконом, монацитом. Размер зерен граната округлой формы до 2.5 мм, размер остальных минералов 1-2 мм, частично по гранату и биотиту развивается хлорит, рудные минералы пространственно связаны с чешуйками биотита, текстура породы полосчатая, структура породы гнейсовидная, участками лепидогранобластовая.

Слюда (Приложение Б, таблица Б.5) в образце представлена биотитом, который в контакте с гранатом, имеет более магнезиальный состав (общая железистость $F = 37-40 \%$) с меньшим содержанием $TiO_2 = 4.1-5.0$ вес. %, с содержанием Al в разных координационных позициях: $Al_{IV} = 1.16-1.22$, $Al_{VI} = 0.38-0.45$, чем в матриксе породы, где $F = 44-45 \%$, $TiO_2 = 5.3-5.4$ вес. %, $Al_{IV} = 1.22-1.25$, $Al_{VI} = 0.32-0.35$.

Калиевый полевой шпат (Приложение Б, таблица Б.6) представлен

ортоклазом с варьирующим содержанием Ab компонента 10-17 %, иногда встречаются зерна с антипертитами, содержание BaO 0.68-0.99 вес. %.

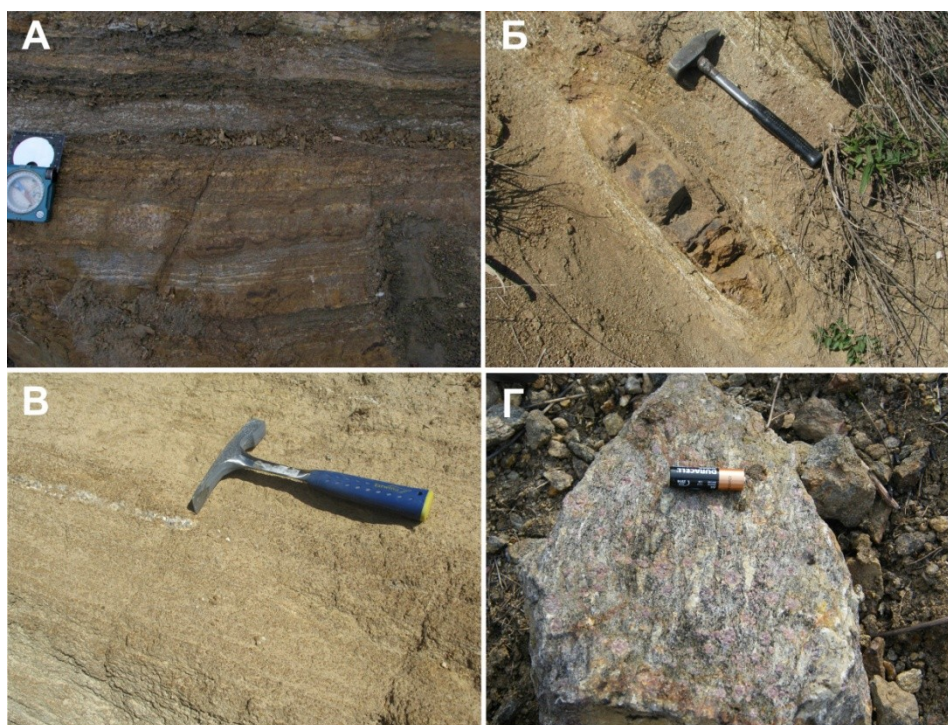


Рисунок 5.9 – Фотографии обнажений: А – обнажение UR 8, Б – будинированная линза плотной гранат-кварцевой породы, проба UR 8/3, В – обнажение UR 115, Г – образец UR 32/3

Силлиманит встречается в виде мелких иголок в кварце до 0.2 мм, а также крупных кристаллов до 2мм с биотитом и калиевым полевым шпатом.

Образец UR 8/2 представлен биотит-гранатовым гнейсом, отобранным из относительно плотного прослоя мощностью 6-8 см, состоящим из граната (20 %), плагиоклаза (10 %), калиевого полевого шпата (5-10 %), биотита (5 %), рудных минералов до (5 %), кварца (до 40 %), силлиманита (до 5 %). Структура породы гнейсовидная, участками лепидогранобластовая.

В некоторых зернах граната (размер зерен до 2.5 мм) отмечаются ориентированные слегка вытянутые включения кварца, обычно тяготеющие к центральной части зерна граната. В гранате наблюдается небольшая зональность $Prp_{29}Alm_{69}Sps_0Grs_{2-3} \rightarrow Prp_{26}Alm_{71}Sps_0Grs_{2-3}$ (Приложение Б, таблица Б.4; Рисунок 5.10). Наблюдается снижение Prp компонента к краю зерна с возрастанием Alm

компонента при постоянном Grs.

Слюда в породе представлена биотитом (Приложение Б, таблица Б.5), который часто хлоритизирован, в контакте с гранатом более железистый (общая железистость $F = 28-37 \%$) с меньшим содержанием $TiO_2 = 0.65-1.85$ вес. %, с содержанием Al в разных координационных позициях: $Al_{IV} = 1.15-1.23$, с $Al_{VI} = 0.51-0.71$, чем во включении в гранате (общая железистость $F = 28 \%$), $TiO_2 = 2.59$ вес. %, Al в разных координационных позициях: $Al_{IV} = 1.16$ $Al_{VI} = 0.47$.

Калиевый полевой шпат (Приложение Б, таблица Б.6) представлен ортоклазом с варьирующим содержанием Ab компонента (7-18 %), содержание $BaO = 0.00-0.92$ вес. %.

У силлиманита в породе зерна до 2 мм, они пространственно связаны с калиевым полевым шпатом, а также встречается в виде мелких иголок в кварце.

Образец UR 8/3 отобран из той же толщи, где отбирались **UR 8/9**, **UR 8/2**, и представляет собой будинированный фрагмент линзы плотной породы гранат-кварцевого состава, мощностью до 30 см, среди сильно рассланцованных гнейсов (Рисунок 5.9). Порода состоит из граната (30-35 %), кварца (50-60 %), биотита (5 %), магнетита (5-10 %), акцессорная фаза представлена цирконом. По размеру и составу выделяются гранаты двух типов: размеры зерен граната первого типа (Grt_1) до 2.5 мм, сильно трещиноваты, выветрелые, содержат включения кварца, биотита и рудных минералов, второй тип (Grt_2) – мелкие до 0.2 мм зерна изометричной или удлиненной формы, без включений, расположены по направлению рассланцевания (Рисунок 5.11). Для состава граната I типа характерна небольшая зональность, выраженная в увеличении альмандинового компонента к краю зерна при уменьшении пиропового компонента $Prp_{18}Alm_{68-69}Sps_{0-1}Grs_{13} \rightarrow Prp_{17}Alm_{71}Sps_0Grs_{12}$ (Приложение Б, таблица Б.4; Рисунок 5.10). Состав граната II типа $Prp_{13-15}Alm_{71-73}Sps_{0-1}Grs_{13-14}$.

Слюда в породе представлена биотитом (Приложение Б, таблица Б.5), который во включениях в гранате имеет общую железистость $F = 39-45 \%$ с содержанием $TiO_2 = 3.7-4.8$ вес. %, содержанием Al в разных координационных позициях: $Al_{IV} = 1.09-1.13$, с $Al_{VI} = 0.23-0.37$.

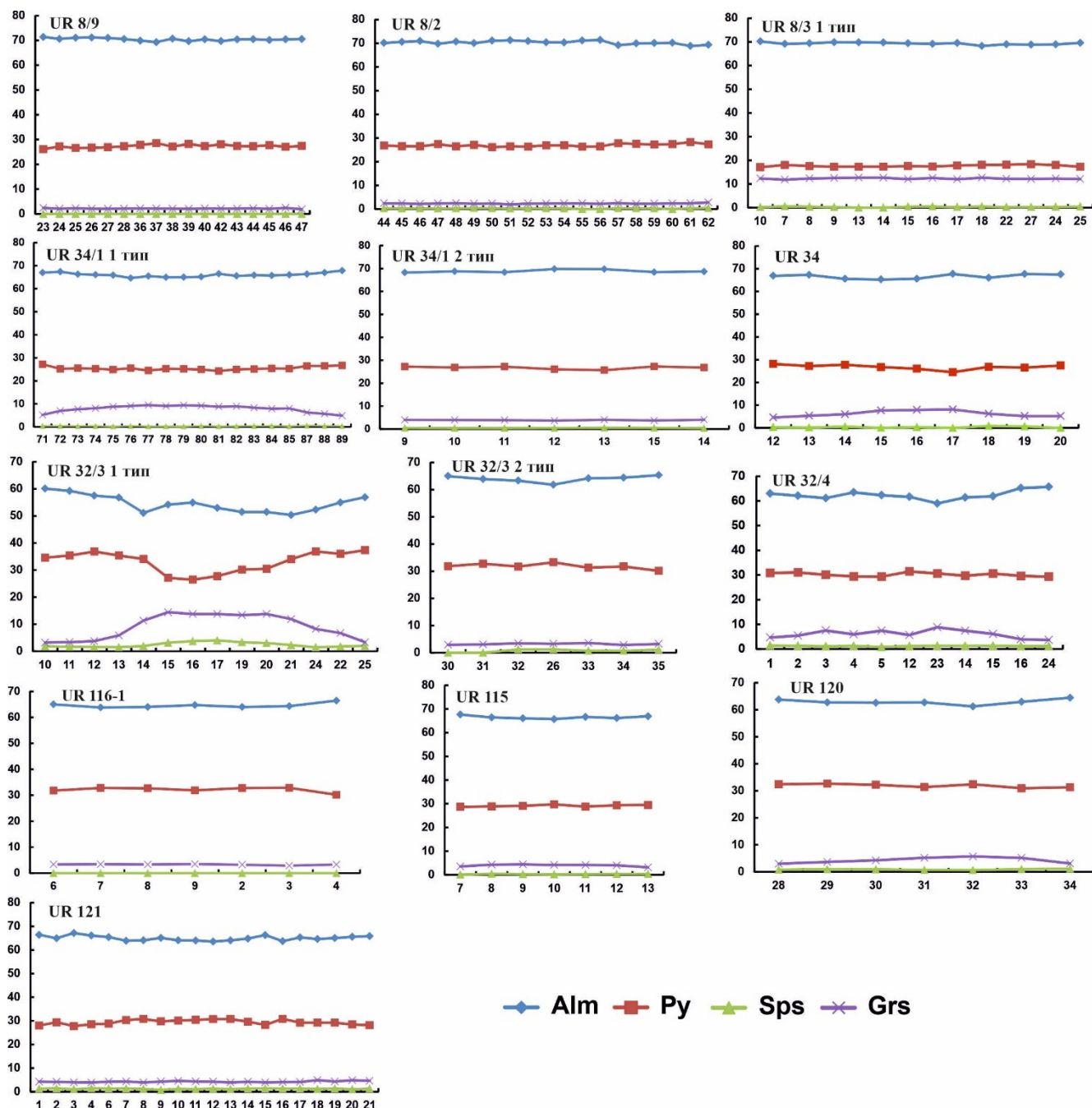


Рисунок 5.10 – Примеры химической зональности в гранатах из глиноземистых гнейсов Васильковского участка ОПЗ

Обнажение UR 34 представляет собой выходы чередующихся милонитизированных микроклиновых гранитов, измененных, сильно обохренных и полосчатых гнейсов и кварцитов, тоже обохренных. Были отобраны для изучения образцы UR 34, UR 34/1.

Образец UR 34/1 гранат-биотит-плагиоклазовый гнейс, осадочного генезиса, состоит из граната (25%), биотита (до 5%), калиевого полевого шпата

(до 15%), плагиоклаза (до 10%), кварца (до 35%), силлиманита (до 10%). Акцессорные минералы представлены единичными зернами апатита, циркона, ильменита, рутила. Структура породы определяется в целом как нематогранобластовая, участками – бластомилонитовая. Гранат содержит ориентированные гетитовые включения.

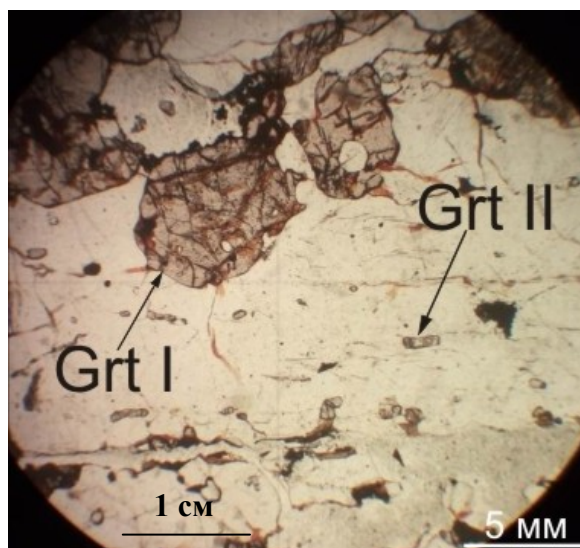


Рисунок 5.11 – Два типа граната в образце UR 8/3

В породе встречается гранат двух типов (Приложение Б, таблица Б.4): зерна граната первого типа (Grt_1) имеют изометричную форму и размеры около 1-2 мм (у других породообразующих минералов размеры меньше 1.0-1.5 мм). В Grt_1 установлены ориентированные игольчатые включения гетита, о чем подробнее будет изложено в Главе 6, а также включения кварца, циркона, рутила и ильменита без заметной ориентировки, тяготеющие к краю зерен. Гранат второго типа (Grt_2) присутствует в виде единичных зерен, которые лишены каких-либо включений, размеры их не превышают 0.3-0.5 мм при слегка удлиненной форме. Grt_2 приурочен к существенно лейкократовому матриксу породы. По Grt_1 развивается вторичный биотит, не характерный для Grt_2 . Для зерен гранатов обоих типов характерно также значительное количество крупных и неправильно ориентированных трещин, заполненных преимущественно гидроокислами железа.

Отличаются гранаты двух типов и по составу. Так, гранат первого типа

более кальциевый и менее магнезиальный, имеет состав $\text{Prp}_{25}\text{Alm}_{67}\text{Sps}_0\text{Grs}_8$ с внутренней химической зональностью, выраженной заметным ростом Grs компонента к центру зерна и слабым ростом Prp компонента к краю. У граната второго типа распределение Grs, Prp, Alm компонентов не имеет признаков композиционной зональности. В нем отмечается пониженное содержание Grs компонента и более высокое содержание Prp компонента ($\text{Prp}_{27}\text{Alm}_{69}\text{Sps}_0\text{Grs}_4$) по сравнению с гранатом первого типа (Юрченко и др., 2012) (Рисунок 5.10), но его состав соответствует краю граната первого типа.

Слюда в породе представлена биотитом с содержанием $\text{TiO}_2 = 4.3-4.9$ вес % и магнезиальностью $X_{\text{Mg}} = 65-69$ % с содержанием Al в разных координационных позициях $\text{Al}_{\text{IV}} = 1.06-1.07$, $\text{Al}_{\text{VI}} = 0.51-0.53$, который приурочен к контактам с гранатом. В матриксе породы встречены единичные зерна коричневого биотита, вероятно, относящегося к гранулитовому парагенезису, с содержанием $\text{TiO}_2 = 5.2$ вес. % и магнезиальностью $X_{\text{Mg}} = 63$ % с содержанием Al в разных координационных позициях $\text{Al}_{\text{IV}} = 1.11$, $\text{Al}_{\text{VI}} = 0.47$ (Приложение Б, таблица Б.5; Рисунок 5.17).

Плагиоклаз (Приложение Б, таблица Б.6) содержит 34-37 % анортитового компонента. Он формирует небольшие зерна в матриксе в ассоциации с калиевым полевым шпатом, который имеет состав $\text{Ort}_{87-92}\text{Ab}_{8-13}$.

Силлиманит в ассоциации с калиевым полевым шпатом имеет размер зерен до 2 мм.

Образец UR 34 представляет собой средне-крупнозернистый кварцит с единичными идиоморфными зернами граната 0.5-2 мм с обилием включений отдельных зерен кварца преимущественно в центральной части зерна граната, встречаются также единичные зерна рутила, циркона, флюидные включения в гранате и кварце. Также обнаружены ориентированные включения минерала в гранате, из-за малых (микронных) размеров невозможно идентифицировать этот минерал. Все включения сосредоточены преимущественно в центральной части зерна граната. Для граната характерна слабая зональность, выраженная в увеличении пиропового компонента к краю зерна при уменьшении

гроссулярового компонента $\text{Prp}_{24}\text{Alm}_{68}\text{Sps}_0\text{Grs}_8 \rightarrow \text{Prp}_{28}\text{Alm}_{67}\text{Sps}_0\text{Grs}_5$ (Приложение Б, таблица Б.4; Рисунок 5.10).

С помощью рамановской спектроскопии (Горный университет г. Санкт-Петербург, аналитик Мачевариани М. М.) в кварце было диагностировано включение ставролита (Рисунок 5.12).

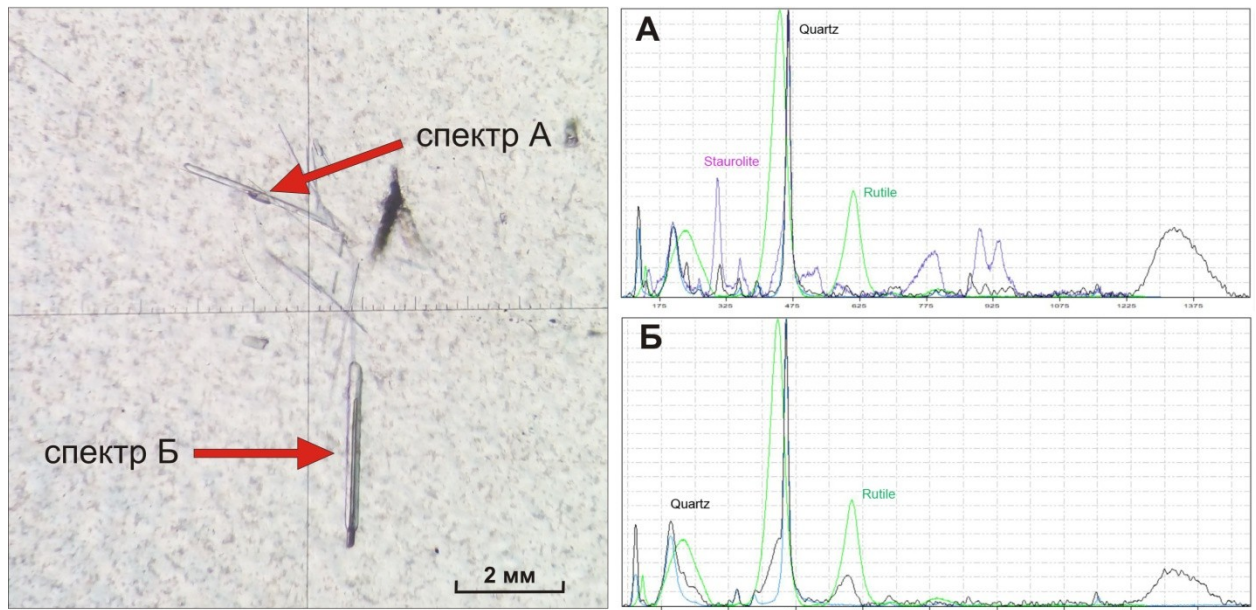


Рисунок 5.12 – Микрофотография в проходящем свете включений в кварце. А – Рамановский спектр, устанавливающий во включении ставролит в кварце, спектр рутила приведен для сравнения; Б – Рамановский спектр, установивший во включении рутил в кварце

Обнажение UR 32 представляет собой выходы линз глиноземистых гнейсов с порфиробластами граната и кордиеритом среди основных грантулитов, **образец UR 32-3** – гранат-силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс (Рисунок 5.9), **образец UR 32-4** – биотит-гранат-силлиманит- кордиеритовый гнейс.

Глиноземистый гнейс обр. UR 32/3 сложен гранатом (20-30 %), кордиеритом (15-20 %), биотитом (15-20 %), силлиманитом (15-20 %), калиевым полевым шпатом (<10 %), плагиоклазом (<10 %), кварцем (<5 %). Присутствуют также апатит, рутил, циркон, монацит, пирит, магнетит. Структура породы порфиробластовая; структура основной ткани лепидогранобластовая. Текстура

сланцеватая (Рисунок 5.13).

Гранат встречается как в виде зерен более 1-2 см (Grt_1), так и в виде более мелких зерен (Grt_2). Крупные зерна граната (Grt_1) имеют неоднородное и зональное строение (Рисунок 5.10; Приложение Б, таблица Б.4). Гранат содержит в центре 12-16 % гроссулярового и 26 % пиропового компонента. Краевые части этого граната, как и более мелкие зерна граната (Grt_2), имеют сходный варьирующий состав ($Alm_{57-69}Sps_1Grs_{3-4}Prp_{27-38}$) и содержат многочисленные включения биотита, силлиманита, плагиоклаза, кварца, а также апатита, пирита и рутила. Центральные части мелких зерен граната (Grt_2) размером около 30 мкм имеют высокую магнезиальность ($X_{Mg} = 0.40$), которая также уменьшается к краям зерна. Гроссуляровые ядра граната первого типа содержат включения плагиоклаза с содержанием An компонента 35%, магнезиальный биотит, рутил и ильменит. Некоторые небольшие зерна граната Grt_2 однородны по составу, имеют $X_{Mg} = 0.31-0.33$, центральные части таких зерен содержат многочисленные включения биотита, плагиоклаза, кварца, апатита и рутила. Гранаты обоих типов окружены кордиеритом и имеют тенденцию к уменьшению магнезиальности ($X_{Mg} = 0.28$) к контакту с кордиеритом, тем самым образуют гранат третьего типа.

Слюды в гнейсе обр. UR 32/3 представлены тремя типами: 1) биотит (с $TiO_2 = 2.7-4.7$ %) распространен в матриксе и имеет магнезиальность $X_{Mg} = 0.61-0.66$, которая повышается вблизи зерен граната до 0.69, 2) флогопит во включениях в гранате с $X_{Mg} = 0.71-0.78$ и содержанием $TiO_2 = 3.7-4.8$ % и 3) малотитанистый флогопит ($TiO_2 = 0.1-0.2$ %), с $X_{Mg} = 0.80-0.83$, встречающийся в виде тонких прожилков в гранате (Приложение Б, таблица Б.5).

Кордиерит образует как крупные агрегатные скопления в матриксе породы, так и каймы вокруг позднего граната (Grt_3), что говорит о его более позднем образовании за счет граната; содержит включения силлиманита и биотита, пинитизирован; локально наблюдаются симплектитовые сростания с кварцем на контакте с калиевым полевым шпатом и гранатом. Кордиерит магнезиальный ($X_{Mg} = 80-86$ %), содержит примесь $Na_2O = 0.15-0.64$ вес. % (Приложение Б, таблица Б.8; Рисунок 5.13), следует отметить, что максимальная

магнезиальность кордиерита обнаруживается на контакте с гранатом (Grt_3).

Плагиоклаз состава An_{34-36} формирует небольшие зерна в матриксе в ассоциации с калиевым полевым шпатом ($\text{Ort}_{86-89}\text{Ab}_{11-14}$), а также в виде включений в гранате с высокой магнезиальностью (Grt_2), плагиоклаз состава An_{43-45} присутствует в краевой части зонального зерна Grt_1 с высоким содержанием Grs-компонента (Приложение Б, таблицы Б.6, Б.7).

Силлиманит встречается в виде крупных призматических кристаллов около 1 мм в поперечном сечении, которые содержатся во включениях в гранате и кордиерите (Юрченко, 2011) (Рисунок 5.13), а также образует скопления в матриксе породы по направлению рассланцевания.

Образец UR 32/4 – силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовый гнейс состоит из силлиманита (10 %), граната (10-15 %), биотита (15-20 %), калиевого полевого шпата (15 %), плагиоклаза (15 %), кордиерита (10 %), кварца (15 %), рудных минералов. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом. Размер зерен граната до 2.5 мм, в зоне развития граната наблюдается укрупнение зерен полевых шпатов и увеличение размеров зерен кварца до 0.8-1.0 мм. Силлиманит находится в тесной ассоциации с кордиеритом, в виде включений в последнем.

В гранате наблюдается небольшая зональность $\text{Prp}_{30-31}\text{Alm}_{59-62}\text{Sps}_1\text{Grs}_{7-9} \rightarrow \text{Prp}_{28}\text{Alm}_{66-67}\text{Sps}_1\text{Grs}_{3-5}$. Наблюдается снижение Prp компонента к краю зерна с возрастанием Alm компонента при снижении Grs (Приложение Б, таблица Б.4; Рисунок 5.10).

Слюда в породе представлена биотитом с содержанием $\text{TiO}_2 = 5.0-5.9$ вес. % и магнезиальностью $X_{\text{Mg}} = 0.55-0.62$ с содержанием Al в разных координационных позициях: $\text{Al}_{\text{IV}} = 1.2-1.32$, с $\text{Al}_{\text{VI}} = 0.24-0.35$, который приурочен к контакту с гранатом. В контакте с пинитизированным кордиеритом биотит содержит меньше $\text{TiO}_2 = 0.00-4.15$ вес. % и магнезиальностью $X_{\text{Mg}} = 0.67-0.77$ с содержанием Al в разных координационных позициях: $\text{Al}_{\text{IV}} = 1.17-1.26$, с $\text{Al}_{\text{VI}} = 0.34-0.53$ (Приложение Б, таблица Б.5; Рисунок 5.17).

Кордиерит сильно пинитизирован, наблюдаются кварцевые симплектиты

на контакте с биотитом, химический состав чистого кордиерита постоянный с $X_{Mg} = 0.77-0.79$, на контакте с гранатом X_{Mg} незначительно увеличивается до 0.79 (Приложение Б, таблица Б.8).

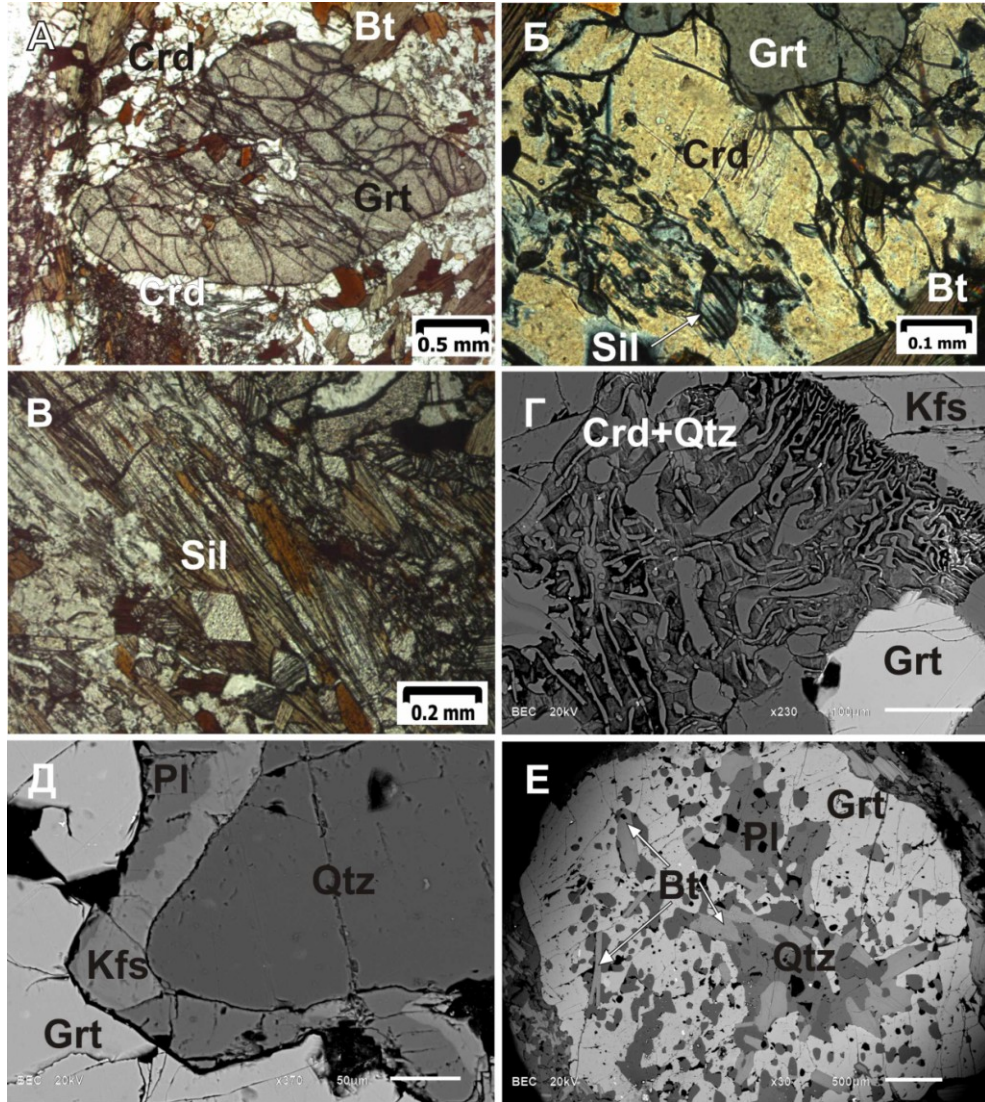


Рисунок 5.13 – Микрофотография обр. UR 32/3: А – гранат третьего типа с реакционной структурой в виде кордиеритовой каймы вокруг зерна граната (без анализатора); Б – в поляризационном свете включения силлиманита и биотита в кордиерите; В – кристаллы силлиманита в матриксе (без анализатора); Г – кварц-кордиеритовые симплектитов на контакте с гранатом и калиевым полевым шпатом; Д – калиевый полевой шпат и плагиоклаз на контакте с гранатом первого типа; Е – гранат второго типа с многочисленными включениями минералов матрикса (Г, Д, Е – BSE изображения)

Плагиоклаз в матриксе породы имеет постоянный состав (Приложение Б, таблица Б.7) $An = 35-37 \%$, во включениях в гранате встречаются зерна с $An = 51 \%$. Калиевый полевой шпат чистый ортоклаз (Приложение Б, таблица Б.6) с примесью $BaO = 0.24$ вес. %.

Обнажение UR 116 расположено в 10-15 м на северо-восток от обнажения UR 8 и представляет собой зону контакта пестрой толщи гранат-биотитовых гнейсов продолжающейся от UR 8 и кварцита, содержащего гранат. Из последнего был отобран образец UR 116-1.

Гранат в образце UR 116-1 относится к пироп-альмандиновому ряду с небольшой примесью гроссулярового компонента и имеет размер зерен 0.2-0.4 мм. В гранате наблюдается небольшая зональность $Prp_{32-33}Alm_{65-66}Sps_0Grs_3 \rightarrow Prp_{30-31}Alm_{66-67}Sps_0Grs_3$. Наблюдается снижение Prp компонента к краю зерна с возрастанием Alm компонента при постоянном Grs (Приложение Б, таблица Б.4; Рисунок 5.10).

Обнажение UR 120 представляет пеструю толщу, в которой перемежаются слои, по составу отвечающие гранат-биотит-силлиманитовому гнейсу, гранат-биотитовому гнейсу и кварциту. Был отобран **образец UR 120** гранат-биотитового гнейса и **образец UR 121** гранат-биотит-силлиманитового гнейса с кордиеритом.

Образец UR 120 гранат-биотитового гнейса состоит из бурого биотита, размер зерен которого 0.3 мм (15-20 %), граната с размером зерен 0.2-0.6 мм (5 %). В центре зерна гранат содержит включения кварца, плагиоклаза, в то время как края чистые. Кварц в породе представлен двумя генерациями (40 %): первая генерация имеет размер зерен до 3-4 мм и встречается в матриксе породы, вторая генерация представлена более мелкими зернами по размеру около 0.2-0.5 мм и встречается по границам более крупных. Порода также содержит серицитизированный плагиоклаз (20 %), калиевый полевой шпат (10 %). Структура породы гнейсовидная. Акцессорные минералы представлены цирконом. По гранату развивается вторичный биотит.

В гранате наблюдается небольшая зональность $Prp_{32}Alm_{61-62}Sps_1Grs_{5-6}$

→Prp₃₁₋₂₉Alm₆₄₋₆₇Sps₁Grs₃. Наблюдается снижение Prp компонента к краю зерна с возрастанием Alm компонента при снижении Grs и отсутствием Sps компонентов (Приложение Б, таблица Б.4; Рисунок 5.10).

Слюда в породе представлена биотитом (Приложение Б, таблица Б.5) с содержанием TiO₂ = 4.5-5.5 вес. % и магнезиальностью X_{Mg} = 0.61-0.66 с содержанием Al в разных координационных позициях: Al_{IV} = 1.14-1.23, с Al_{VI} = 0.38-0.49, который приурочен к контакту с гранатом. Во включении в гранате биотит содержит больше TiO₂ до 6 вес. % и имеет магнезиальность X_{Mg} = 0.73 с содержанием Al в разных координационных позициях: Al_{IV} = 1.24, с Al_{VI} = 0.28 (Рисунок 5.17).

Плагиоклаз в матриксе породы имеет постоянный состав An = 26-27 %. Калиевый полевой шпат в гнейсе – ортоклаз с примесью альбитового компонента до 9 %, содержит BaO = 0.94-1.31 вес. %, при вторичных изменениях состав изменяется до почти чистого альбита и исчезает примесь BaO (Приложение Б, таблицы Б.6, Б.7).

Образец UR 121 гранат-биотит-силлиманитового гнейса представляет собой мелкозернистый плейчатый гнейс с порфиробластами граната, окруженными кордиеритом, также встречаются порфиробласты плагиоклаза с калиевым полевым шпатом, в то время как матрикс состоит из биотита и силлиманита. В гранате содержатся многочисленные включения мелких иголок силлиманита, повторяющие микросладчатость в матриксе породы, а также биотита, плагиоклаза, циркона. Акцессорная фаза представлена апатитом, монацитом, ильминитом, цирконом. Структура породы лепидобластовая, порфиробластовая. Текстура породы сланцеватая, плейчатая.

В гранате наблюдается небольшая зональность Prp₃₀₋₃₁Alm₆₄Sps₁Grs₄₋₅→Prp₂₈Alm₆₆Sps₁Grs₄₋₅. Наблюдается небольшое снижение Prp компонента к краю зерна с возрастанием Alm компонента (Приложение Б, таблица Б.4; Рисунок 5.10).

Слюда в породе представлена биотитом с содержанием TiO₂ = 3.9-4.6 вес. % и магнезиальностью X_{Mg} = 0.60-0.64 с содержанием Al в разных координационных позициях: Al_{IV} = 2.64-2.71, с Al_{VI} = 0.28-0.39 в матриксе

породы. Во включениях в гранате содержит меньше $TiO_2 = 3.8-4.3$ вес. % и магнезиальность $X_{Mg} = 0.63-0.69$ с содержанием Al в разных координационных позициях: $Al_{IV} = 1.25-1.33$, с $Al_{VI} = 0.29-0.42$ (Приложение Б, таблица Б.5; Рисунок 5.17).

Плагиоклаз в матриксе породы имеет состав $An = 30-34$ %, во включениях в гранате плагиоклаз состава $An = 30$ %. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом с 10-11% Ab компонента с примесью BaO 1.1-1.2 вес. % (Приложение Б, таблица Б.6, Б.7).

Обнажение UR 115 на склоне выше обнажения UR 8 – коренные выходы хорошо сохранившейся слоистой толщи. Породы рыхлые, выветрелые, обохренные, но при этом различимы прослойки: гранатитов, мономинеральных кварцитов, кварцитов с гранатом и с рудными минералами (Рисунок 5.9 В). Есть отдельные линзовидные (0.5-0.3 м) включения более мелкозернистых полевошпатовых пород. Был отобран **образец UR 115** в виде мономинеральных зерен граната.

Гранат в образце UR 115 сильно трещиноватый относится к пиропальмандиновому ряду с небольшой примесью гроссулярового компонента и имеет размер зерен 1-2 мм.

В гранате наблюдается небольшая зональность $Prp_{29-31}Alm_{65-66}Sps_0Grs_{3-4} \rightarrow Prp_{29-31}Alm_{66-67}Sps_0Grs_1$. Наблюдается небольшое увеличение Alm компонента к краю зерна с понижением Grs компонента (Приложение Б, таблица Б.4; Рисунок 5.10).

5.3 Особенности состава минералов гнейсов метаосадочной толщи

Более детально минералогический состав пород рассматривается на примере наиболее представительных образцов глиноземистых гнейсов метаосадочной толщи: обр. UR 32-3 и обр. UR 34-1, с контрастными отношениями Fe/Mg и Al/Ca (Приложение А, таблица А.1), которые существенно влияют на состав сосуществующих породообразующих минералов. Составы этих пород и

минералов будут использованы для дальнейшего петрологического моделирования.

Следует отметить наличие кордиерита в более магнезиальных по составу гнейсах, а также отсутствие ортопироксена во всех изученных глиноземистых гнейсах Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны.

5.3.1 Гранат

Все изученные гранаты из протерозойских глиноземистых гнейсов Васильковского участка ОПЗ являются пироп-альмандиновыми твердыми растворами с небольшим содержаниемgrossулярового и спессартинового компонентов (Рисунок 5.14; приложение Б, таблица Б.4).

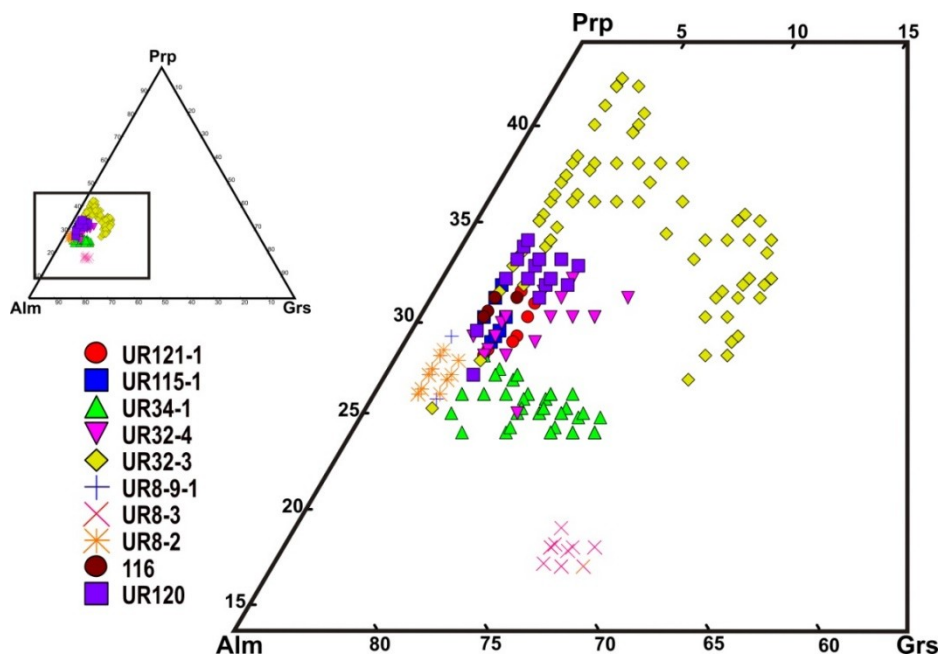


Рисунок 5.14 – Состав гранатов из глиноземистых гнейсов Васильковского участка ОПЗ

Для глиноземистых гнейсов характерно наличие граната двух типов, зерна которых можно подразделить по внутреннему строению, составу и размеру. Первый тип граната (Grt_1) представлен порфиробластами до 2 см в диаметре с ядром, обогащенным кальцием (до 14 %), и более мелкими зернами с

высокомагнезиальным ядром (не более 30 %). Для граната этого типа наблюдается уменьшение гроссуляра к краю зерна до 3-7 %, со слабым ростом пироба и альмандина к внешней зоне. Второй тип граната (Grt_2) – практически гомогенные зерна, меньшего размера, чем гранат первого типа. Он слагает краевые части граната первого типа, а также образует более мелкие однородные зерна, которые тяготеют к существенно лейкократовому матриксу (Юрченко, 2011; Балтыбаев и др., 2017).

Таким образом, наблюдается зональность в порфиробластах граната в глиноземистых гнейсах: от центра к краю уменьшается содержание гроссулярового компонента и увеличивается содержание пиробового и альмандинового компонентов.

Химическая зональность в крупных зернах граната первого типа с гроссуляровым ядром (Grt_1) из обр. UR 32/3 и обр. UR 34/1, выявленная по главным элементам (Рисунок 5.15), повторяется в различии спектров распределения РЗЭ. Так, гроссуляровые ядра зерен граната показывают повышенные содержания Y (до 525 г/т для UR 34/1 и 111 г/т для UR 32/3), Ti (до 886 г/т для UR 34/1 и 180 г/т для UR 32/3) и тяжелых РЗЭ (Yb до 124 г/т для UR 34/1) (таблица 5.1, Рисунок 5.15, 5.16). От центра к краю зерна граната (Grt_2) происходит обеднение тяжелыми РЗЭ и Y, Ti, снижается и степень фракционирования тяжелых лантаноидов с уменьшением $(Yb/Gd)_N$ от 26 до 0.4 для UR 34/1 и от 3.3 до 0.6 для UR 32/3. Величина Eu минимума возрастает от центра к краю (Eu/Eu^* от 0.41 до 0.18 для UR 34/1 и от 0.72 до 0.24 для UR 32/3). Следует отметить также небольшое обогащение граната цирконием в краевой зоне. Снижение содержания тяжелых РЗЭ в краевых частях граната, вероятно, связано с одновременной кристаллизацией протерозойских популяций циркона потребляющих эти элементы.

Таким образом, зональность по главным катионам (Ca, Mg, Fe) коррелирует с зональностью в распределении некоторых РЗЭ и малых элементов-примесей. Последнее особенно заметно, если сравнивать распределение тяжелых редких земель по профилю химически зонального граната.

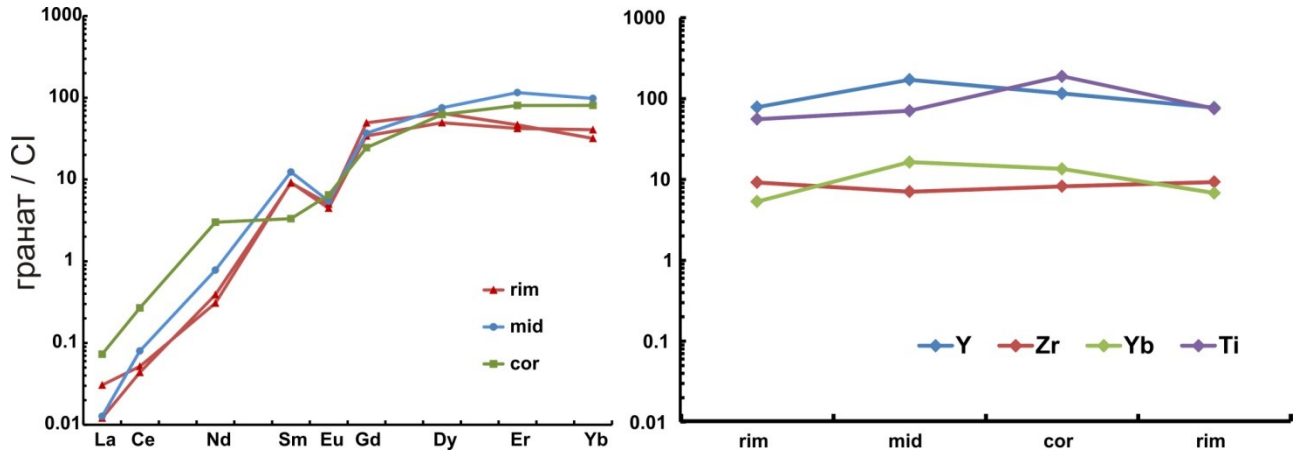


Рисунок 5.15 – Распределение РЗЭ и зональность по компонентам Y, Zr, Yb, Ti для граната из высокомагнезиального глиноземистого гнейса обр. UR 32/3

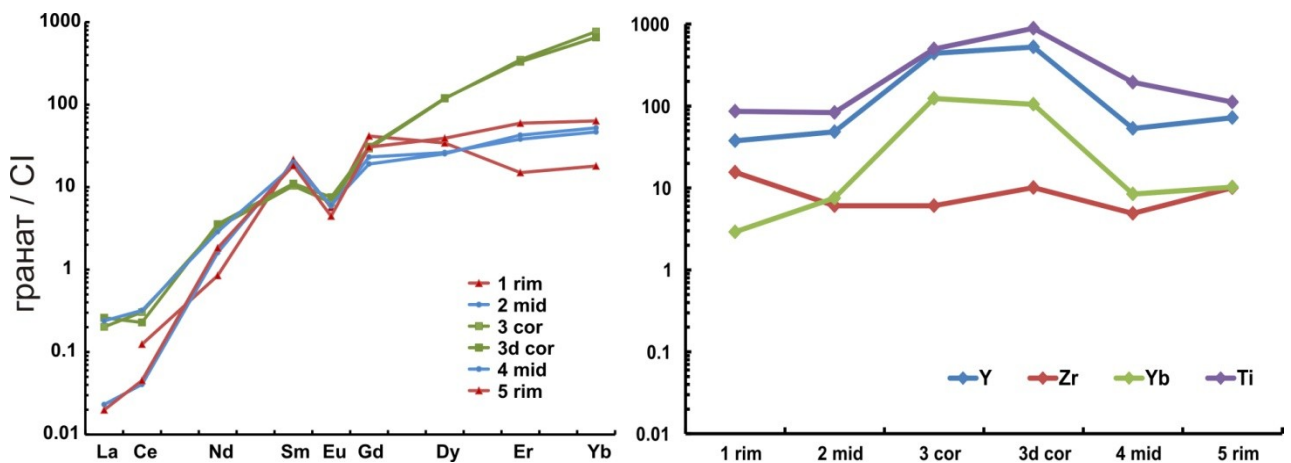


Рисунок 5.16 – Распределение РЗЭ и зональность по компонентам Y, Zr, Yb, Ti для граната из высокожелезистого глиноземистого гнейса обр. UR 34/1

Что касается легких РЗЭ, видимо, их распределение в гранате контролируется такими трудно учитываемыми факторами, как состав и активность флюида.

Подобный спектр распределения РЗЭ в гранатах описан в статье О.М. Туркиной и В.П. Сухорукова (Туркина, Сухоруков, 2017) для гранатов из парагнейсов. “Колоколообразное” распределение РЗЭ, по мнению автора, согласуется с моделью равновесного распределения компонентов в закрытой

системе, т.е. рэлеевским фракционированием совместимых компонентов при образовании граната.

Таблица 5.1 – Содержание редких элементов (г/т) в гранате из глиноземистых гнейсов Васильковского участка

Проба	UR 34/1						UR 32/3			
№ точки	1	2	3	3d	4	5	1	2	3	4
	rim	mid	cor	cor	mid	rim	rim	mid	cor	rim
Grs	5	9	11	11	10	5	3	6	14	3
La	–	0.005	0.048	0.062	0.057	0.005	0.003	0.003	0.017	0.007
Ce	0.076	0.025	0.187	0.140	0.196	0.028	0.027	0.049	0.164	0.032
Nd	0.386	0.730	1.483	1.620	1.315	0.837	0.178	0.356	1.374	0.141
Sm	3.197	2.970	1.534	1.630	2.703	2.704	1.343	1.828	0.492	1.365
Eu	0.319	0.332	0.367	0.424	0.343	0.250	0.282	0.305	0.364	0.251
Gd	8.274	4.610	5.834	6.140	3.799	6.092	9.821	7.305	4.873	6.796
Dy	8.426	6.456	29.149	29.500	6.239	9.624	15.880	18.516	15.340	12.194
Er	2.395	6.107	55.993	52.900	6.804	9.510	7.457	18.461	12.897	6.757
Yb	2.902	7.518	124.040	105.000	8.418	10.224	5.132	15.784	12.997	6.540
Y	37.747	48.550	441.903	525.000	53.192	72.007	75.242	163.771	111.092	74.348
Zr	15.541	6.059	6.056	10.100	4.880	10.045	8.849	6.812	7.916	8.971
Ti	86.242	83.073	495.717	886.000	194.748	111.537	53.481	67.860	180.584	71.939
Eu/Eu*	0.189	0.273	0.374	0.409	0.326	0.188	0.236	0.255	0.717	0.251
(Yb/Gd) _n	0.434	2.016	26.282	21.137	2.739	2.074	0.646	2.671	3.296	1.189

5.3.2 Слюда

Слюда в гнейсах представлена биотитом. По его пространственному расположению в породе и химическому составу удалось подразделить слюду на несколько групп (Приложение Б, таблица Б.5; Рисунок 5.17).

Так, во включениях в гранате первого типа (Grt_1) распространены биотиты с железистостью $F < 40\%$ и достаточно высоким содержанием $TiO_2 > 4$ вес. %, в гранатах второго типа (Grt_2) включения биотита имеют общую железистость $F > 45\%$, что мало отличается от биотитов из матрикса породы, но содержат меньше 3 вес. % $TiO_2 > 5$ вес. %, в то время как в матриксе встречаются биотиты с более высоким содержанием TiO_2 . Низкотитанистый и низкожелезистый биотит, который развит по трещинам в гранате, а также в матриксе породы, что говорит о его позднем происхождении, был отнесен к третьему типу.

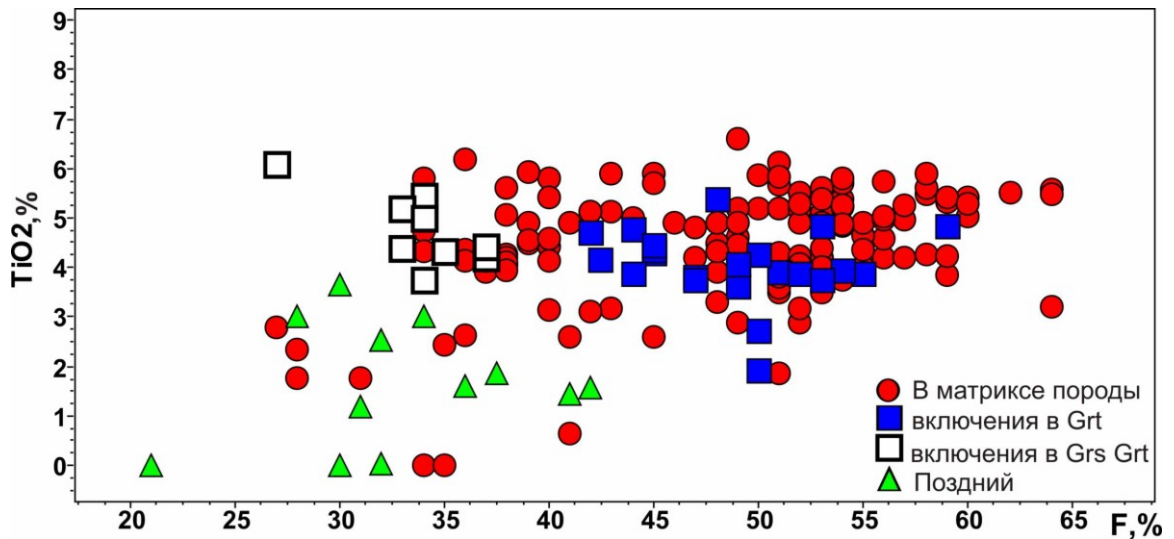


Рисунок 5.17 – График корреляции общей железистости (F %) и содержания TiO_2 % в биотите в глиноземистых гнейсах Васильковского участка ОПЗ

Также стоит отметить, что для биотита в контакте с гранатом в гнейсах характерен чуть менее железистый состав, чем в матриксе, что определяется обменными Fe-Mg реакциями между минералами, также он содержит меньше Al^{tot} .

5.3.3 Полевые шпаты

Калиевый полевой шпат представлен в гнейсах ортоклазом с небольшой примесью альбитового компонента $Ort_{87-99}Ab_{1-13}$ (Приложение Б, таблица Б.6). Его процентное содержание в породе варьирует в широких пределах. Как правило, он находится в ассоциации с гранатом, биотитом, кварцем и силлиманитом. Также для калиевого полевого шпата характерна примесь BaO , доходящая до 2.5 % в образце UR 121, в других образцах до 1.3 %. В пертитах в плагиоклазе BaO полностью отсутствует. При вторичных изменениях увеличивается содержание альбитового компонента в калиевом полевоом шпате, а содержание BaO заметно уменьшается, вплоть до полного исчезновения.

Составы плагиоклаза в глиноземистых гнейсах варьируют в широких пределах 25-52 % анортитового компонента (Приложение Б, таблица Б.7). Во

включениях в гранате плагиоклаз заметно более основной (An_{30-52}), чем в матриксе породы (An_{25-40}) (Рисунок 5.18).

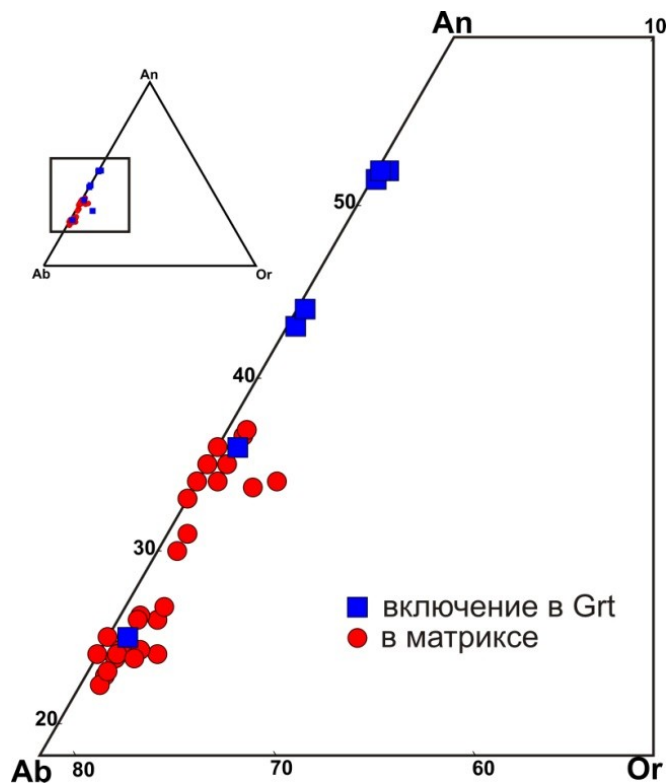


Рисунок 5.18 – Состав плагиоклаза в глиноземистых гнейсах Васильковского участка ОПЗ

5.3.4 Силлиманит

Силлиманит в глиноземистых гнейсах Васильковского участка встречается в виде крупных призматических кристаллов, которые содержатся как во включениях в гранате, кордиерите, так и образует скопления в матриксе породы с биотитом и калиевым полевым шпатом, как правило, подчеркивает метаморфическое рассланцевание в породе. Также силлиманит встречается в виде мелких иголок в кварце и гранате, где также подчеркивает направления рассланцевания, как и в матриксе породы.

В результате петрографического изучения с привлечением данных по химическому составу минералов удалось установить в глиноземистых гнейсах ОПЗ три минеральных парагенезиса (Юрченко, 2011; Балтыбаев и др., 2017;

Юрченко, 2019):

1. Более ранний парагенезис (стадия 1 – ранняя) сохранился фрагментарно в виде высококальциевого граната (Grt_1) и включений в нем биотита, плагиоклаза, силикат алюминия, рутила, кварца. Также к раннему парагенезису был отнесен ставролит, найденный во включении в кварце ($Grt_1+Bt_1+Pl_1+Qtz+Asl+Rt+St$).

2. Высокотемпературный парагенезис (стадия 2– пиковая) представлен гранатом (Grt_2 , краевые составы порфиробластов и самостоятельные мелкие зерна) и минералами матрикса: $Grt_2+Kfs+Pl_2+Bt_2+Qtz+Sil+Rt$.

3. Парагенезис (стадия 3 – постпиковая) отражает дальнейшее снижение температуры и давления: $Grt_3+Crd+Sil+Bt_3+Pl_3+Qtz+Ilm$.

5.4 Условия метаморфизма гнейсов метаосадочного комплекса

Термодинамический режим метаморфизма гнейсов оценивался с использованием химических составов пород и минералов с разными соотношениями Fe/Mg и Al/Ca, которые влияют на сосуществование порообразующих минералов, с помощью следующих методов и инструментов:

- классическая геотермобарометрия (биминеральные геотермометры: $Grt-Bt$, $Grt-Crd$ (Bhattacharya, 1993; Kleemann, Reinhardt, 1994; Holdaway, 2000; Kaneko, Miyano, 2004) с помощью программы PTQuick (автор Д.В. Доливо-Добровольский, <http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>), геотермобарометр $Crt-Crd-Als-Qtz$ (Perchuk, 1984; Aranovich, 1989) с помощью программы TPF 2000 (Fonarev et al., 1991), Ti в цирконе (Watson, 2006),

- метод мультивариантных реакций winTWQ v.2.34 (Berman, 1991),

- расчет полей устойчивости минеральных парагенезисов (THERIAK-DOMINO (deCaritani, Brown, 1987; с обновлениями 1995-2012 гг.),

- расчет минеральных реакций (THERMOCALC) (Connolly, 2009).

Выбор разных методов и инструментов, основанных на различных методах расчета при построении петрогенетических сеток и определении *PT*-параметров

метаморфизма, обусловлен тем, что существующие сегодня математические инструменты расчета с разными термодинамическими базами данных должны давать сопоставимые между собой результаты. Если этого не происходит, то не приходится говорить о безусловной достоверности получаемых результатов. И необходимо всегда критично подходить к получаемым расчетам, особенно, если они не находят подтверждения в реальных природных объектах.

5.4.1 Результаты классической геотермобарометрии

Результаты классической геотермобарометрии, полученные для гранат-биотитовых, гранат-кордиеритовых парагенезисов, приведены на Рисунке 5.19 и в таблице 5.2.

Таблица 5.2 – Результаты геотермобарометрии глиноземистых гнейсов Васильковского участка ОПЗ

<i>T</i>, °C	Gr^t-Bt	
Kleemann, Reinhardt, 1994	550-615	
Holdaway, 2000	580-652	
<i>P</i>, кбар	Gr^t-Bt-Pl-Qtz	
Wu et al., 2004	3.0-5.0	
<i>T</i>, °C	Gr^t^c-Crd	Gr^t^r-Crd
Bhattacharya, 1993	730-790	605-680
Kaneko, Miyano, 2004	745-820	590-662
<i>P</i>, кбар	Gr^t^c-Crd-Als-Qtz	Gr^t^r-Crd-Als-Qtz
Perchuk et al., 1984	6.5-7.9	4.5-5.2
Aranovich, Podlesskii, 1989	5.3-8.0	4.1-6.4

Примечание: с – ядро, r – край.

Для расчета температуры были использованы уравнения, основанные на реакции Fe-Mg обмена между гранатом и кордиеритом, гранатом и биотитом. Более высокие температуры, соответствующие условиям перехода между амфиболитовой и гранулитовой фазией метаморфизма, были получены для ядра

граната и кордиерита и составили 720-820°C.

Эти данные совпадают с температурными оценками, полученными по содержанию титана в протерозойских цирконах 680-800°C (Приложение В, таблица В.2), а температуры, полученные по двупироксеновой ассоциации из основных пород, ассоциирующей на участке с гнейсами, дают большую температуру 780-850°C (Юрченко, 2010; Lobach-Zhuchenko et al., 2014).

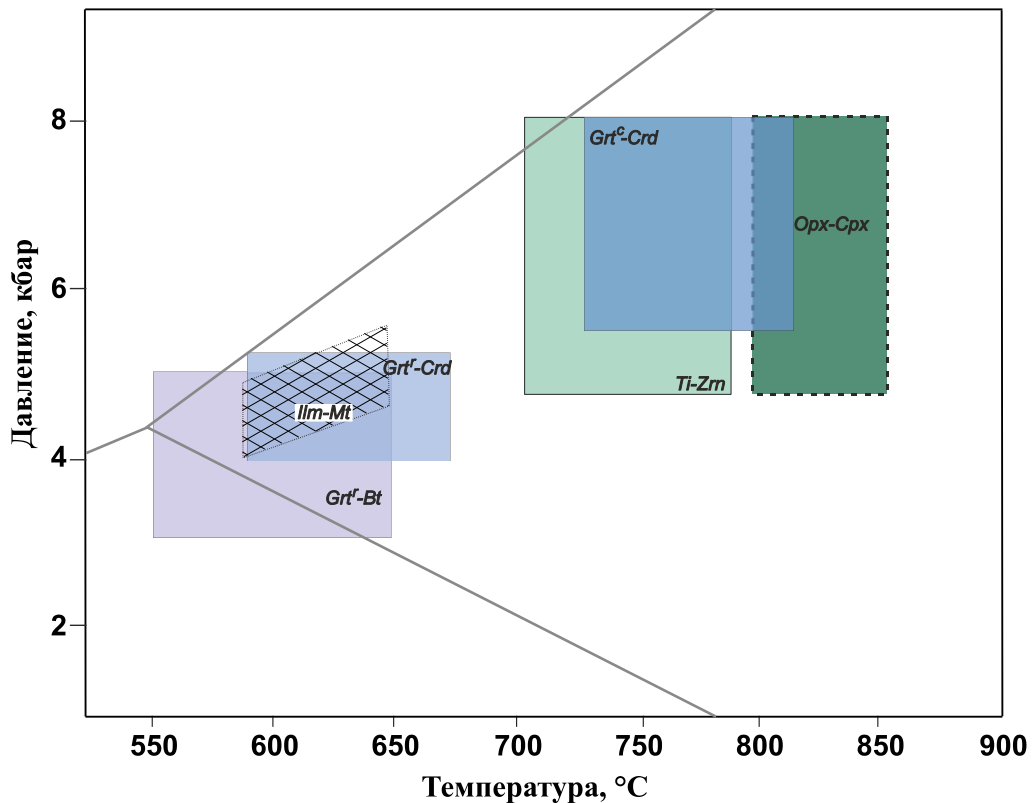


Рисунок 5.19 – Результаты классической термометрии: Орх-Срх (Powell, 1978), Ti-Zrn (Watson et al., 2006), Grt-Bt и Grt-Crd (Bhattacharya, 1993; Kleemann, Reinhardt, 1994; Holdaway, 2000; Kaneko, Miyano, 2004), Ilm-Mt (Lindsley, Spencer, 1982). Ограничение по давлению Grt-Bt-Pl-Qtz (Wu et al., 2004) и Grt-Crd-Als-Qtz (Perchuk et al., 1984; Aranovich, Podlesskii, 1989), для Орх-Срх ассоциации (Юрченко, 2010; Lobach-Zhuchenko et al., 2014)

Изменения *PT*-параметров на регрессивной стадии метаморфизма прослежены по результатам расчетов для гранат-кордиеритового равновесия по той же реакции Fe-Mg обмена между краем зерен граната и кордиеритом. Температуры, полученные для такого равновесия, составляют 590-680°C.

Для гранат-биотитового равновесия, при использовании в расчете составы краев зерен граната и биотитов матрикса, получены температуры 550-650°C, что также свидетельствует о дальнейшем снижении температуры.

Такие же значения температуры получены ранее по ильменит-магнетитовому термометру для основных пород 590-660°C (Lobach-Zhuchenko et al., 2014).

Значение давления было оценено с помощью Grt-Crd-Als-Qtz (Perchuk et al., 1984; Aranovich, Podlesskii, 1989) геобарометров. Для состава ядра граната в этой ассоциации получены давления 5.3-8.0 кбар. Для состава края зерен граната для этой же ассоциации получены давления 4.1-6.4 кбар.

Таким образом, полученные значения температуры и давления позволяют наметить регрессивный тренд изменения метаморфизма, который проявлен в одновременном снижении температуры и давления от условий гранулитовой фации повышенных давлений ($T = 680-750^\circ\text{C}$, P до 8 кбар) до условий амфиболитовой фации умеренных давлений ($T = 560-645^\circ\text{C}$, $P = 4.1-6.4$ кбар).

5.4.2 Результат моделирования в программе THERIAK-DOMINO

На диаграммах (Рисунок 5.20) показаны поля устойчивости минеральных парагенезисов с высоким (Рисунок 5.20 а, б) и относительно низким (Рисунок 5.20 в, г) Fe/Mg отношением в химических составах гнейсов. При моделировании использованы глиноземистые гнейсы следующих составов: образец UR 34-1 ($Mg_{\#} = 0.15$): SI(63.62)AL(17.99)FE(10.02)MG(1.92)CA(1.00)NA(1.13)K(3.73); образец UR 32-3 ($Mg_{\#} = 0.51$): SI(47.90)AL(27.27)FE(8.46)MN(0.10)MG(9.91)CA(1.43)NA(1.47)K(2.83). Расчеты выполнены при $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ и $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.3$. Выбор таких значений активности дает возможность оценить смену минеральных парагенезисов в широком диапазоне $a_{\text{H}_2\text{O}}$, хотя наиболее адекватными для условий метаморфизма гранулитовой фации принимать следует активность воды порядка 0.3, как это следует из многочисленных работ (Touret, 1971; Frost, Frost, 1987; Hollister, 1988; Santosh, 1991).

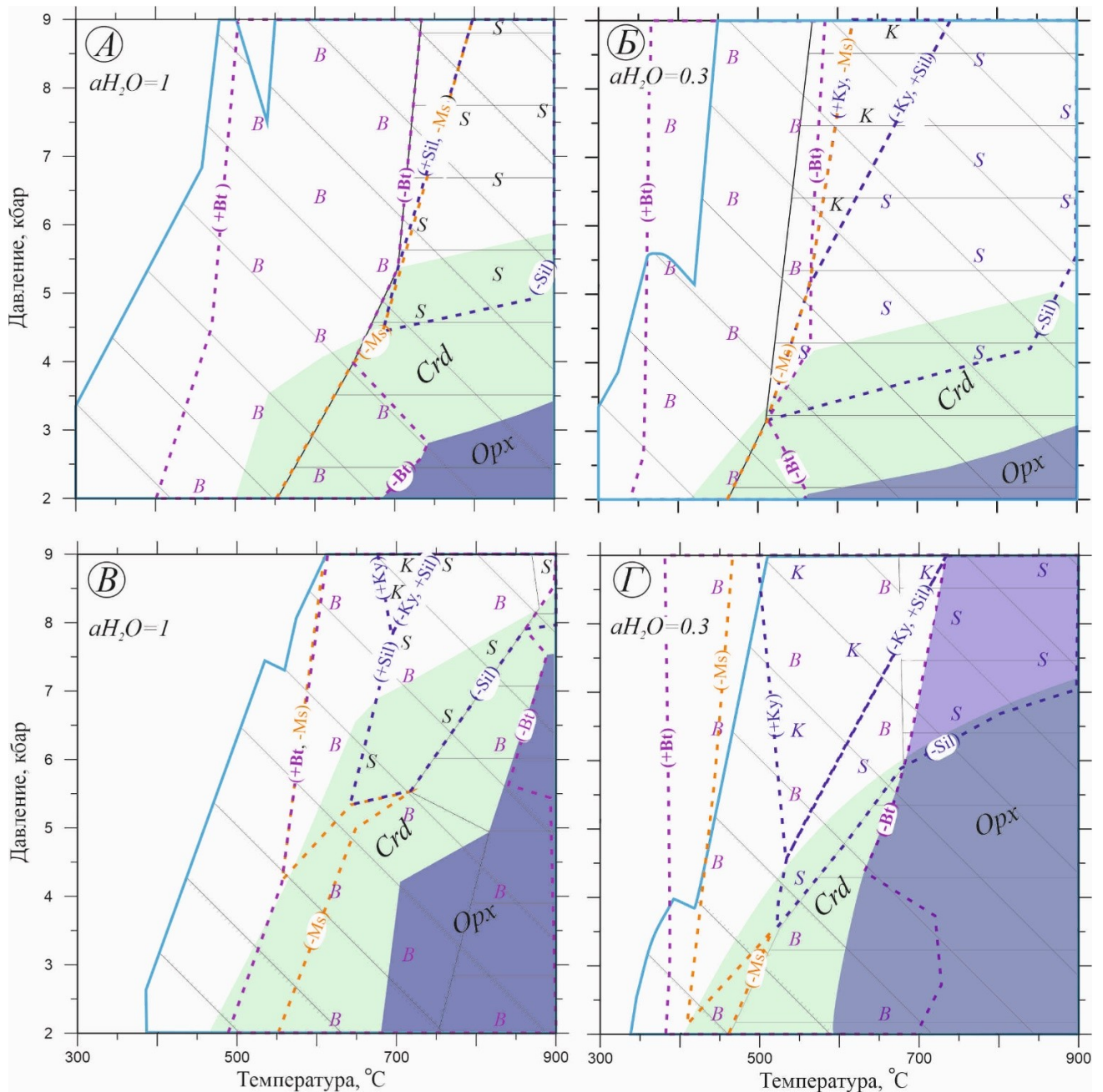


Рисунок 5.20 – Расчетные поля устойчивости на основе программы THERIAK-DOMINO метаморфических минеральных парагенезисов глиноземистых гнейсов при разной активности H_2O . а, б – глиноземистый гнейс UR 34-1, в, г – высокомагнезиальный глиноземистый гнейс UR 32-3. Линиями выделены области развития полевых шпатов: плагиоклаза (диагональные) и калиевого полевого шпата (горизонтальные). Буквами показаны поля развития: *B* – биотита, *K* – кyanита, *S* – силлиманита. Появление или исчезновение минеральной фазы показано значками «+» и «-», соответственно

Рассчитанные минеральные парагенезисы на диаграммах соответствуют

наблюдаемым в шлифах и согласуются с предположением о метаморфизме гнейсов в условиях гранулитовой фации. Так, для магнезиального гнейса UR 32-3 получено более широкое поле устойчивости кордиерита, чем для железистого UR 34-1, в котором и в шлифах не наблюдается кордиерит. Из расчетов видно, что высокотемпературными парагенезисами являются $\text{Grt}+\text{Kfs}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Sil}+\text{Ilm}\pm\text{Rt}$ и $\text{Grt}+\text{Kfs}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Ilm}\pm\text{Rt}(\pm\text{Bt})$ (правая верхняя область на Рисунке 5.20 а, в), которые по мере снижения P и T замещаются кордиеритсодержащим и биотитсодержащим парагенезисами, что также фиксируется петрографическими наблюдениями.

В глиноземистых гнейсах нет парагенезисов с ортопироксеном, которые широко присутствуют на Васильковском участке в породах основного состава (Юрченко, 2010).

Ортопироксен оказался устойчив только при низких давлениях в достаточно узкой области, как для более железистого, так и для высокомагнезиального состава гнейса (Рисунок 5.20 а, в). Его поле устойчивости в гнейсе расширяется при снижении активности воды за счет более раннего температурного распада биотита в присутствии кварца (Рисунок 5.20 б, г), в результате чего, помимо ортопироксена или другого безводного Fe-Mg минерала, образуется калиевый полевой шпат. В результате чего граница высокотемпературной области распада биотита (а при высокой активности воды и мусковита) практически совпадает с появлением калиевого полевого шпата (Рисунок 5.20 г).

В матрице гнейса UR 34-1 встречаются единичные зерна бурого биотита. Согласно петрографическим наблюдениям их можно отнести к «гранулитовому» минеральному парагенезису, ранее выделен как парагенезис стадии 2.

Если это так, то наблюдаемые парагенезисы отвечают высокотемпературной границе перехода от водосодержащих (биотитовых) парагенезисов к "сухим" гранулитовым.

Наиболее магнезиальный кордиерит в гнейсе UR 32-3 устойчив на гранулитовой ступени при давлении 7-8 кбар (Рисунок 5.20 в, г). Это на 2-3 кбар

выше устойчивости кордиерита в более железистых системах (по сравнению с UR 34-1, Рисунок 5.20 а, б). Поскольку кордиерит замещает гранат, то можно заключить, что давление на пиковой гранулитовой ступени метаморфизма было выше 7 кбар (Рисунок 5.20 в).

В менее магнезиальном гнейсе UR 34-1 кордиерит отсутствует, что указывает на давление не ниже 5-6 кбар в гранулитовой стадии метаморфизма (Рисунок 5.20 а, б).

Для магнезиального гнейса были построены также изоплеты составов минералов в *PT*-координатах на основе программы THERIAK-DOMINO (Рисунок 5.21).

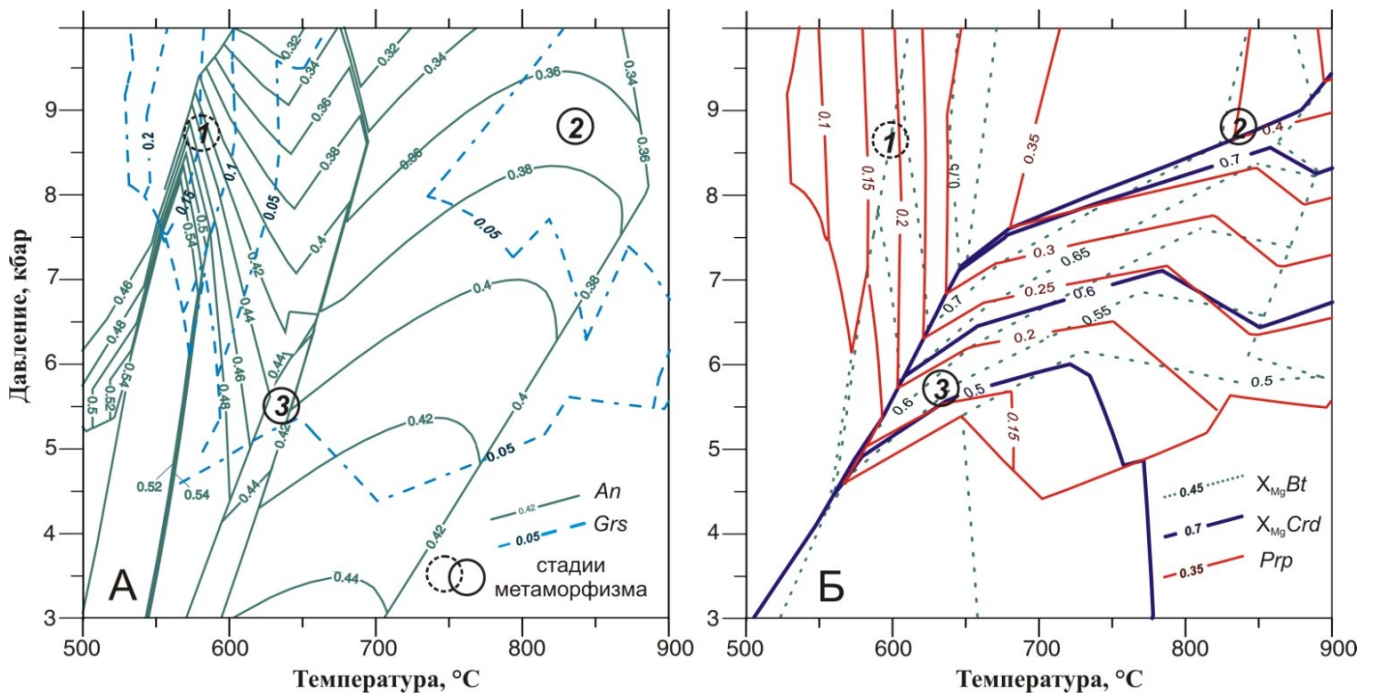


Рисунок 5.21 – Изоплеты А – Grs компонента гранате, An в плагиоклазе, Б – X_{Mg} в биотите, X_{Mg} в кордиерите, содержание Prp компонента в гранате. Цифрами обозначены выделенные стадии метаморфизма.

Пересечение изоплет пирропа граната с изоплетами магнезиальности биотита и кордиерита, а также изоплет гроссуляра граната с изоплетами содержания анортитового компонента в плагиоклазе, выделенных нами ранее парагенезисов, с учетом ограничений по давлению следующего из анализа петрогенетических

сеток, выполненных при разной активности воды (Рисунок 5.20), дают нам возможность обозначить стадии протерозойского метаморфизма, обозначенные на графике.

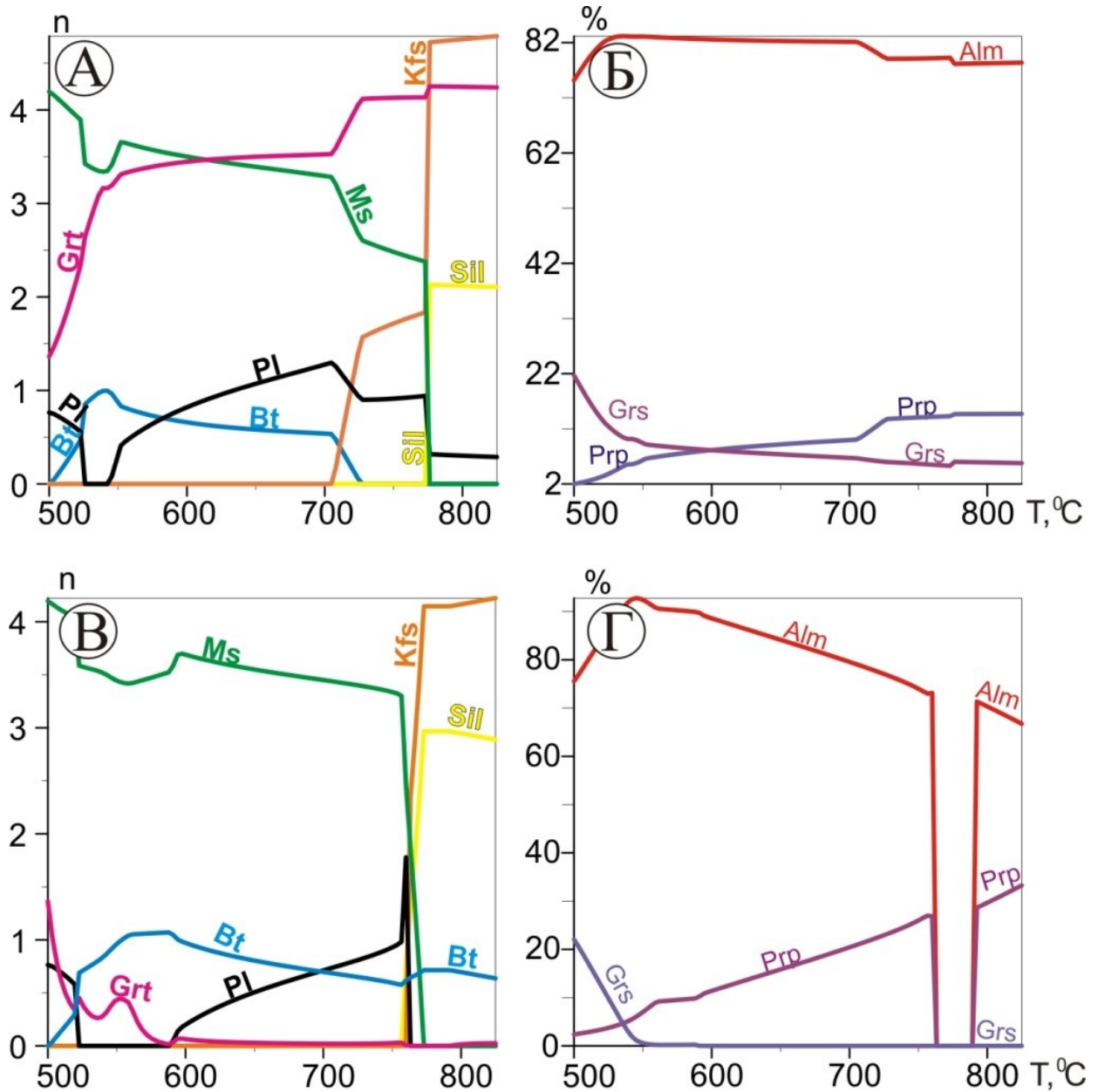


Рисунок 5.22 – Изменение содержания главных минералов в глиноземистых гнейсах с изменением P и T вдоль линий предполагаемого прогрессивного тренда метаморфизма и сопряженное с этим изменением химического состава гранатов. А, Б – диаграммы для прогрессивной ветви метаморфизма $T = 500-825$ °С, $P = 8$ кбар; В, Г – аналогично А, Б, но с фракционированием 30 об. % граната. Содержание минералов приводится в молях

С помощью программы THERIAK-DOMINO также рассчитаны изменения мольных долей минералов и их составов вдоль предполагаемого PT -тренда (Рисунок 5.22 а-г, Рисунок 5.23 а, б) с координатами для прогрессивного тренда: от стадии 1 ($T = 500^{\circ}\text{C}$, $P = 8$ кбар) к стадии 2 ($T = 825^{\circ}\text{C}$, $P = 8$ кбар); и регрессивного – от стадии 2 к стадии 3 с координатами $T = 635^{\circ}\text{C}$, $P = 4.7$ кбар.

Прогрессивный тренд ($500 \rightarrow 825^{\circ}\text{C}$) рассчитан для двух вариантов:

- 1) без изменения валового состава системы (Рисунок 5.22 а, б),
- 2) с фракционированием граната, предполагающим изменение состава системы из-за потребления части компонентов растущим гранатом (Рисунок 5.22 в, г).

Принятое в расчетах 30 % фракционирование граната примерно соответствует доле высококальциевого ядра граната в крупных зернах.

Оба варианта моделирования достаточно адекватно описывают смену минеральных парагенезисов при прогрессивном метаморфизме. Так, например, изменение состава граната на PT -траектории (Рисунок 5.22 б, г) хорошо описывает фактически наблюдаемую в нем зональность (Рисунок 5.10). Также, при фракционной кристаллизации (Рисунок 5.22 в, г), система истощается компонентами, необходимыми для роста граната, соответственно, его содержание падает до нуля, и лишь при высоких температурах (выше 780°C), благодаря разложению других минеральных фаз, образуется новый гранат – пироп-альмандинового состава. Такой гранат описывался выше как гранат второго типа.

Регрессивный тренд ($825 \rightarrow 635^{\circ}\text{C}$, Рисунок 5.23 а, б) характеризуется появлением слюд и постепенным или резким снижением содержания граната, калиевого полевого шпата и силлиманита в породе. В более магнезиальных породах на этом этапе образуется также кордиерит (Рисунок 5.23 а). Разница между расчетными содержаниями минералов и петрографическими наблюдениями в изученных гнейсах заключается лишь в преобладании биотита над мусковитом: последний распространен в наиболее кислых породах, включая кварциты.

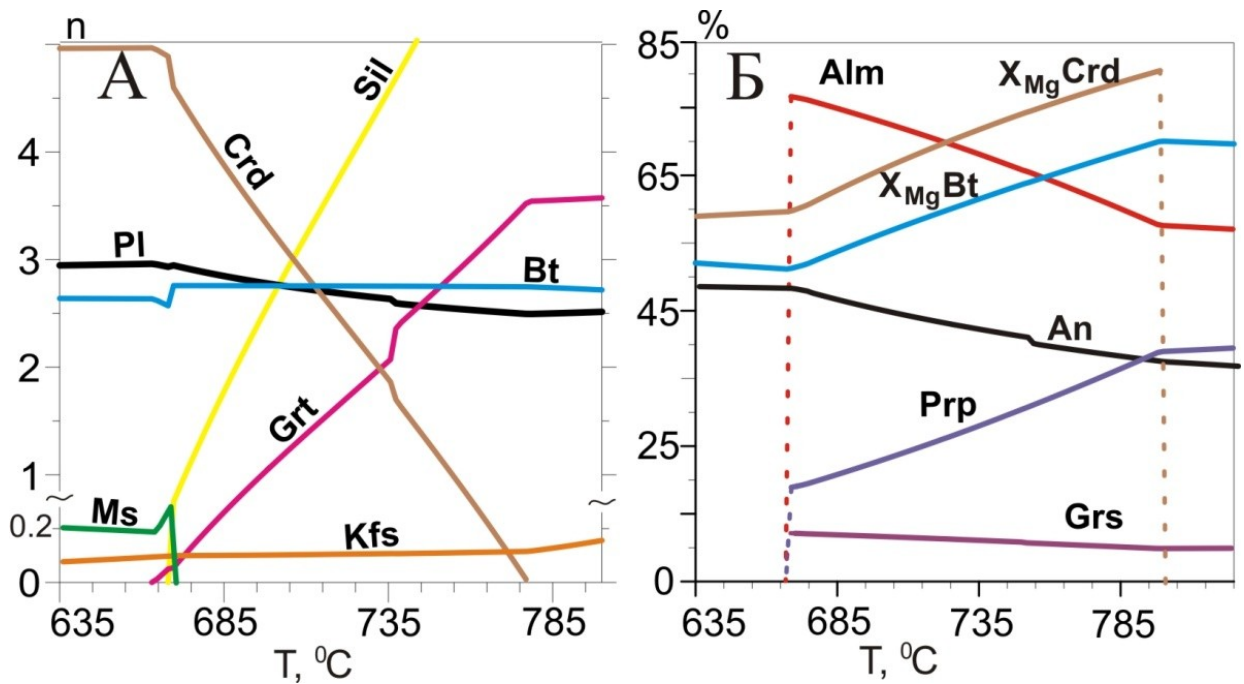


Рисунок 5.23 – Моделирование изменения содержания главных минералов в породе (А) и химического состава минералов (Б) вдоль линии регрессивного тренда метаморфизма от $T = 825$ °С, $P = 8$ кбар до $T = 635$ °С, $P = 4.7$ кбар. При моделировании использованы составы глиноземистых гнейсов UR 34-1, UR 32-3. Содержание минералов приводится в молях

5.4.3. Результат моделирования в программе THERMOCALC

Расчет полей устойчивости минеральных на основе THERMOCALC показал сходную последовательность образования минералов (Рисунок 5.24).

Для расчетов использовался тот же химический состав высокомагнезиального гнейса, как и в предыдущих расчетах. Из этих данных следует, что в целом получена сопоставимая с ранее рассмотренными результатами последовательность образования минеральных парагенезисов. Достаточно хорошо согласуются расчетные поля устойчивости минеральных парагенезисов с фактически наблюдаемыми и предполагаемыми для разных стадий метаморфизма гнейсов. Так на Рисунке 5.24 видно, что минеральные парагенезисы с гранатом (обозначенное розовым цветом) сменяются по мере снижения температуры и давления от предполагаемой стадии 2 к стадии 3

кордиерит-биотитовыми парагенезисами (поле зеленым цветом), а поле устойчивости ортопироксена возможно при достаточно высоких температурах и низких давлениях при моделировании методом THERIAK-DOMINO.

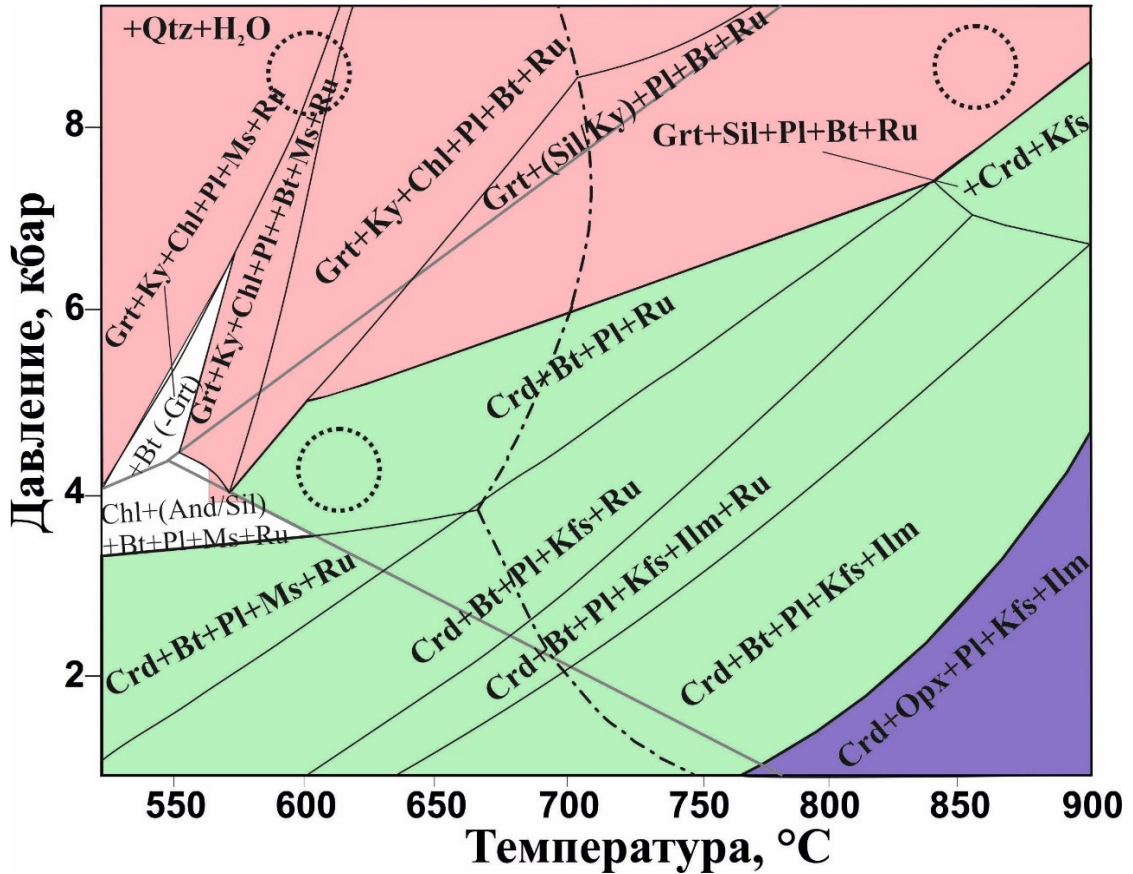


Рисунок 5.24 – Расчетные поля устойчивости метаморфических минеральных парагенезисов глиноземистого гнейса (UR 32-3) на основе программы THERMOCALC. Штрихпунктирной линией показана область начала частичного плавления пород с повышением температуры, а предполагаемые начальные координаты ранней, пиковой и постпиковой стадий метаморфизма – кружками, расчет выполнен при $a_{H_2O} = 1$

Оба метода (THERIAK-DOMINO, THERMOCALC) указывают на вероятность частичного плавления глиноземистых гнейсов при T выше 680-700°C и активности воды (a_{H_2O}) не ниже 0.7. Снижение a_{H_2O} до 0.3-0.1 повышает температуру начала плавления гнейсов на 100-150°C при предполагаемых давлениях.

5.4.4 Выводы по результатам моделирования и термобарометрии минеральных парагенезисов

Применение методов компьютерного моделирования и классической минеральной геотермобарометрии устойчивых минеральных парагенезисов дало оценки P и T , близкие к приведенным выше для глиноземистых пород (Рисунок 5.19). При этом данные моделирования в сочетании с результатами минеральной термобарометрии позволяют ограничить PT -параметры разных стадий метаморфизма.

Плохая сохранность минералов **ранней стадии** метаморфизма препятствует использованию полноценной минеральной геотермобарометрии для этого этапа. Поэтому начальные условия метаморфизма определялись по сохранившемуся «раннему» химическому составу богатых кальцием ядер крупных зерен граната, а также составу минералов-включений (биотита, плагиоклаза) в таких гранатах. Расчет с помощью THERIAK-DOMINO показал, что гранат с содержанием Grs 10-20 %, Prp 20-25 %, характерным для ядерных зон, образуется лишь в PT -области: $T \sim 580-625^\circ\text{C}$ и P выше 7-8 кбар. Такой же температурный диапазон получен по реакциям Fe-Mg обмена в минеральной паре “биотит (включение) – гранат” с использованием TPF2000 (Fonarev et al., 1991).

Высокотемпературная пиковая стадия метаморфизма ($T > 800^\circ\text{C}$, $P = 7-9$ кбар) оценивается по полям устойчивости минеральных парагенезисов на расчетных PT -диаграммах (Рисунок 5.20, 5.24), соответствующим наблюдаемым. Близкие температурные оценки были получены ранее (Юрченко, 2010, Lobach-Zhuchenko et al., 2014) для пород основного состава с использованием двупироксеновых геотермометров (Рисунок 5.19). Давление определяется появлением в основных кристаллосланцах минерального парагенезиса граната с двумя пироксенами, что соответствует по расчетам давлению выше 7 кбар.

Изменения на **регрессивной стадии** метаморфизма проявились на минеральном уровне в виде образования кордиерита и биотита. Составы этих минералов, с учетом состава плагиоклаза в парагенезисе с кварцем и

силлиманитом, и состава краевых зон зерен гранта в парагенезисе с кордиеритом (Grt_3), позволяют оценить смену условий метаморфизма методами классической геотермобарометрии (таблица 5.2, Рисунок 5.19) от начальных $T \sim 780-700$ °С, $P \sim 8-6$ кбар до заключительных $T \sim 675-550$ °С, $P \sim 5.8-4$ кбар. По содержанию Ti в цирконе протерозойского возраста получены температуры, близкие с данными геотермометрии по Fe-Mg обмену пары кордиерит-гранат. Условия метаморфизма регрессивной стадии, полученные методом классической геотермобарометрии (Рисунок 5.19), удовлетворительно воспроизводятся с помощью программы winTWQ: 600-675 °С и 4.0-5.5 кбар.

Оценки режима метаморфизма глиноземистых парагнейсов с использованием разных термодинамических баз данных минералов оказались близки. Это дополнительный критерий того, что PT -параметры и тренд метаморфизма соответствуют реальности, а реконструкция параметров метаморфизма указывает на PT -тренд «по часовой стрелке» с кульминацией метаморфизма, достигающей гранулитовой фации (Рисунок 5.25).

5.5 Использование граната для реставрации PT -тренда метморфизма ОПЗ

Проблема изучения полиметаморфических комплексов заключается в трудности расшифровки параметров многократного термального воздействия на породу, сопряженного, как правило, с несколькими деформационными событиями. Эта проблема особенно остра для пород, испытавших гранулитовый метаморфизм, т.к. высокие температуры способствуют диффузионной подвижности химических элементов в минералах, что приводит к частичному или полному переуравновешиванию минеральных и изотопных систем.

Важность учета, например, постпикового Fe-Mg диффузионного переуравновешивания минералов гранулитовых комплексов неоднократно обсуждалась (Pattison, Began, 1994; Fitzsimons. Harley, 1994; Pattison et al., 2003). Одним из методов решения указанной выше проблемы является изучение

минералов с относительно низкими скоростями диффузии катионов. В число таких минералов в первую очередь попадает гранат (Pattison et al., 2003; Perchuk et al., 2009; Tirone, Ganguly, 2010), у которого часто сохраняется композиционная неоднородность, отражающая смену термодинамических и физико-химических параметров среды (Spear, 1983, 1993).

Составы метаморфических минералов, в том числе и граната, активно используются для определения *PTt*-режимов образования минеральных парагенезисов (Hollister, 1966; Spear, Selverstone, 1983; Lasaga, Jiang, 1995; Tirone, Ganguly, 2010; O'Brien, 1999; Cooke et al., 2000; Escuder-Viruete et al., 2000; Spear, Daniel, 2001; Гульбин, 2014; Лиханов и др., 2016; Туркина, Сухоруков, 2017).

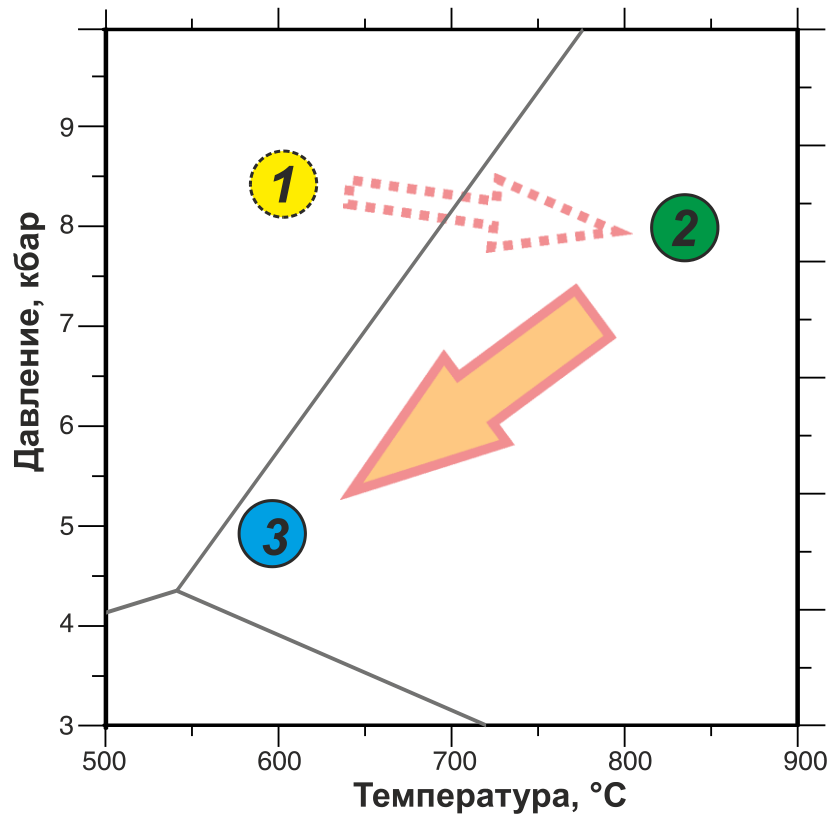


Рисунок 5.25 – *PT*-тренд палеопротерозойского этапа метаморфизма пород Орехово-Павлоградской зоны

Но при этом наибольшей сложностью является применение термодинамического моделирования, которое зависит от достоверности описания моделей смешения твердых растворов. Используемые в работе

термодинамические базы минералов и моделей твердых растворов составлены при взаимном согласовании множества экспериментальных данных (Berman, Aranovich, 1996; Holland, Powell, 1998, 2011). Близкие оценки режимов метаморфизма глиноземистых гнейсов, полученные с разными термодинамическими базами минералов, дают основание считать, что *PT*-параметры и тренд метаморфизма (Рисунок 5.25) соответствуют реальности.

Стадийность палеопротерозойского этапа метаморфизма выявляется в первую очередь благодаря композиционной неоднородности граната. Существует представление, что ростовая зональность граната, является следствием фракционной кристаллизации и отражает изменение концентрации химических элементов в матриксе породы (Hollister, 1966; Atherton, 1968; Marmo et al., 2002). Природные наблюдения позволяют выделить три типа равновесия растущего граната с матриксом (Chernoff, Carlson, 1997; Konrad-Schmolke et al., 2011):

- 1) гомогенная равновесная кристаллизация всех минеральных фаз породы, включая гранат;
- 2) фракционная равновесная кристаллизация, при которой все фазы, кроме граната, однородные и равновесные между собой, у граната лишь края зерен равновесны с окружающими минералами, а его внутренняя часть изолируется и консервирует ранний состав;
- 3) фракционная неравновесная кристаллизация, при которой все фазы, кроме граната, гомогенные и равновесные, а края зерен граната находятся в равновесии с матриксом только в отношении тех элементов, которыми богат матрикс.

Данные по гранатсодержащим парагенезисам Васильковского участка в большей степени соответствуют второй модели, подразумевающей фракционную равновесную кристаллизацию минералов при метаморфизме. Наличие двух генераций граната, как это было продемонстрировано выше для гнейса UR 34-1, и имеющих разный состав гнейсов, свидетельствует, что не все составы гранатов находятся в равновесии с окружающими минералами и что внутренняя часть зерна раннего граната изолирует и консервирует реликтовый состав.

Поэтому для *PT*-оценок более предпочтительным выглядит использование валового состава породы для расчета полей устойчивости минеральных парагенезисов, т.к. несмотря на нарушение химического равновесия между минералами, валовый химический состав породы может не меняться или меняться незначительно. Однако, даже в случае существенного выноса или привноса каких-либо петрогенных элементов из конкретной породы, учитывать последствия этого изменения и влияние на поля устойчивости парагенезисов, можно оценить количественно при оценке *PT*-параметров.

Зональные гранаты в высокобарных породах (Cooke et al., 2000; Jedlicka et al., 2015) часто показывают проградную зональность – рост содержания Mg от центра кристалла к краям, при синхронном снижении Ca. Следует отметить, что в породах гранулитовой фации метаморфизма в гранатах крайне редко можно обнаружить признаки проградной зональности.

Из литературных данных следует (Perchuk et al., 2000; Глебовицкий и др., 2002; Лиханов, 2020; Cai, 2020; и другие работы), что зональные «гранулитовые» гранаты встречаются, как правило, в тектонических обстановках, которым присуща быстрая смена геотермических градиентов. Такие условия обеспечиваются, например, на активных континентальных окраинах. Причина сохранности проградной зональности, по мнению вышеуказанных авторов, состоит в весьма кратковременном пребывании пород в высокотемпературных условиях (обычно на больших глубинах). Эти условия после «быстрой» в масштабах геологического времени тектонической эксгумации сменились на низкотемпературные, когда диффузия катионов в минералах становится низкой. Очевидно, что при обратной ситуации – более медленной эксгумации и остывания гранулитов, гранат успевает гомогенизироваться, а затем, взаимодействуя с окружающими минералами, сформировать ретроградную зональность в краевых частях зерен.

Результаты исследования глиноземистых гнейсов Васильковского участка ОПЗ (Глава 5) показывают, прогрев пород до температур гранулитовой фации происходил при умеренно высоких давлениях выше 7 кбар (Юрченко, 2010, 2011;

Yurchenko, 2012; Балтыбаев и др., 2017; Юрченко и др., 2019). История пород, предшествующая гранулитовой стадии, зафиксирована в реликтовых составах минералов и свидетельствует о том, что этот прогрев осуществлялся без одновременного изменения общего давления. Только послепиковая стадия развития пород характеризуется сопряженным снижением давления и температуры.

Для изученного региона Орехово-Павлоградской зоны можно предположить связь повышенных давлений с тектоническим фактором – поддвига Среднеприднепровского блока под Приазовский блок в палеопротерозойское время (Lobach-Zhuchenko et al., 2014). Повышенный тепловой поток, определивший развитие пород гранулитовой фации метаморфизма, может быть связан с внедрением значительного количества палеопротерозойских магматических пород основного состава, которые весьма характерны для рассматриваемой площади (Кривдик и др., 2009; Lobach-Juchenko et al., 2014).

Необходимо отметить, что длительность этого пикового по температуре этапа не была продолжительной, судя по сохранившейся проградной зональности в гранатах. Дальнейшая эволюция PT -параметров указывает на тренд сопряженного снижения температуры и давления, что определяет и общий эволюционный PT -тренд развития по модели «по часовой стрелке».

Тренд «по часовой стрелке» характерен как для коллизионного метаморфизма, так и для субдукционного, отличаются они только разными наклонами геотерм – более низкие dT/dP для субдукционных и промежуточные dT/dP для коллизионных условий. В то же время есть ряд коллизионных поясов также с эволюцией метаморфизма “против часовой стрелки”. В этих случаях регрессивная ветвь, отражающая траекторию направления тренда, определяется разными механизмами эксгумации – тектонической транспортировкой в процессе растяжения земной коры или тектонической денудацией перекрывающих комплексов (Лиханов, 2020).

Напротив, эволюция PT -параметров метаморфизма пород с движением “против часовой стрелки” и наличие высокого геотермического градиента

рассматривается как указание на формирование пород в тектонической обстановке, сопровождаемой андерплейтингом базитовых расплавов (например, Лиханов и др., 2015; 2016; 2020 и ссылки в них).

5.6 Выводы к главе 5

Метаосадочная толща Васильковского участка ОПЗ разделяется по химическому составу на две группы: умеренноглиноземистые гранат-биотитовые гнейсы (первая группа) и высокоглиноземистые гнейсы (вторая группа), что, вероятно, связано с разной зрелостью осадков, степенью химического выветривания и особенностями составов источников сноса. Источники гнейсов первой группы разнообразны по составу и менее подвержены химическому выветриванию, чем во второй группе. Для этой группы характерный вклад в состав вносит более кислый материал. Источники гнейсов второй группы больше подвержены химическому выветриванию, чем в первой группе, они также достаточно разнообразны по составу, хотя весомый вклад для этой группы вносят источники сноса, в которых преобладают породы основного состава.

Отличие пород по химическому составу нашло свое отражение и в различиях по минеральному составу. Так породы первой группы не содержат кордиерит, и в меньшей степени силлиманит, биотит и калиевый полевой шпат, чем гнейсы второй группы.

При изучении химических особенностей минералов было выделено три метаморфических парагенезиса, соответствующих трем стадиям палеопротерозойского метаморфизма. Ранний парагенезис (стадия 1 – ранняя) сохранился фрагментарно в виде высококальциевого граната-1 и включений в нем биотита, плагиоклаза, силиката алюминия, рутила, кварца. Также к раннему парагенезису был отнесен ставролит, найденный в виде включения в кварце. Высокотемпературный парагенезис (стадия 2 – пиковая) представлен гранатом-2 (краевые составы порфиробластов и самостоятельные мелкие зерна) и

минералами матрикса как: калиевый полевой шпат, плагиоклаз-2, биотит-2, кварц, силлиманит, рутил. Парагенезис стадии 3 (постпиковая) отражает дальнейшее снижение температуры и давления: гранат-3, кордиерит, силлиманит, биотит-3, плагиоклаз-3, кварц, ильменит.

Для оценки термодинамического режима метаморфизма парагнейсов были использованы классические геотермобарометры, что позволило выявить регрессивный тренд изменения метаморфизма: снижение температуры и давления от условий гранулитовой фации повышенных давлений ($T = 730\text{--}820^\circ\text{C}$, P до 8 кбар) до условий амфиболитовой фации умеренных давлений ($T = 590\text{--}660^\circ\text{C}$, $P = 4.1\text{--}6.4$ кбар).

Моделирование минеральных парагенезисов с помощью THERIAK-DOMINO для составов высокомагнезиального и высокожелезистого парагнейса при разных активностях воды, а также пересечение изоплет минералов в PT -координатах позволили установить параметры метаморфизма на **ранней (1) стадии** ($T \sim 580\text{--}625^\circ\text{C}$ и P не ниже 7–8 кбар), **высокотемпературной пиковой (2) стадии** ($T > 800^\circ\text{C}$, $P = 7\text{--}9$ кбар), **регрессивной (3) стадии** ($T = 600\text{--}675^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}5.5$ кбар). Все расчеты соответствуют реальным петрографическим наблюдениям и подтверждены расчетами минеральных реакций в THERMOCALC.

Моделирование минералообразования с фракционированием 30% граната (что соответствует доле богатого кальцием ядра граната) объясняет некоторые особенности гранатовых парагенезисов: при фракционной кристаллизации система истощается компонентами граната и рост его останавливается. Но при высоких температурах ($T \geq 780^\circ\text{C}$), благодаря разложению других минералов и высвобождению химических компонентов, образуется новый гранат – Prp-Alm состава, описанный выше как гранат-2.

Проведенные исследования позволили установить, что глиноземистые гранатсодержащие гнейсы Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны испытали многостадийный метаморфизм с развитием PT -тренда «по часовой стрелке». Смена минеральных парагенезисов и составы сосуществующих минералов позволяют выделить начальную (раннюю), пиковую и постпиковую

(регрессивную) стадии метаморфизма. Предполагается связь повышенных давлений ранних стадий метаморфизма с тектоническим фактором – взаимодействием пород Среднеприднепровского и Приазовского блоков в палеопротерозойское время. Интенсивный тепловой поток, обусловивший формирование гранулитовых парагенезисов, вероятно, возник за счет привноса тепла, вызванного многочисленными палеопротерозойскими интрузиями основного состава.

Оценки режима метаморфизма глиноземистых парагнейсов с использованием разных термодинамических баз данных минералов оказались близки, что повышает достоверность полученных *PT*-параметров и тренда метаморфизма.

Проведенные исследования позволяют сформулировать второе защищаемое положение: палеопротерозойский этап метаморфизма характеризуется стадийностью, отраженной в химической зональности минералов. Реконструкция параметров метаморфизма палеопротерозойского этапа указывает на *PT*-тренд «по часовой стрелке» с кульминацией метаморфизма, достигающей гранулитовой фации.

ГЛАВА 6 ОРИЕНТИРОВАННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНАТЕ

6.1 Описание минеральных ориентированных включений в гранатах Васильковского участка

В гранате метаосадочного комплекса Васильковского участка ОПЗ УЩ (глиноземистом гнейсе UR 34-1 и кварците UR 34) встречаются закономерно ориентированные игольчатые минеральные включения (Рисунок 6.1, 6.2). Они как морфологически, так и по взаимно-ориентированному расположению сходны с минеральными включениями в гранатах из различных типов пород, включая и метаморфические, образованные в широком диапазоне *PT*-условий от амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма, как правило, в высокотемпературных или сверхвысокобарных условиях (Zhang et al., 1999; 2003; Hwang et al., 2007; Перчук, 2008; Ague et al., 2012 и др.), но при этом отличаются составом (Юрченко и др., 2012).

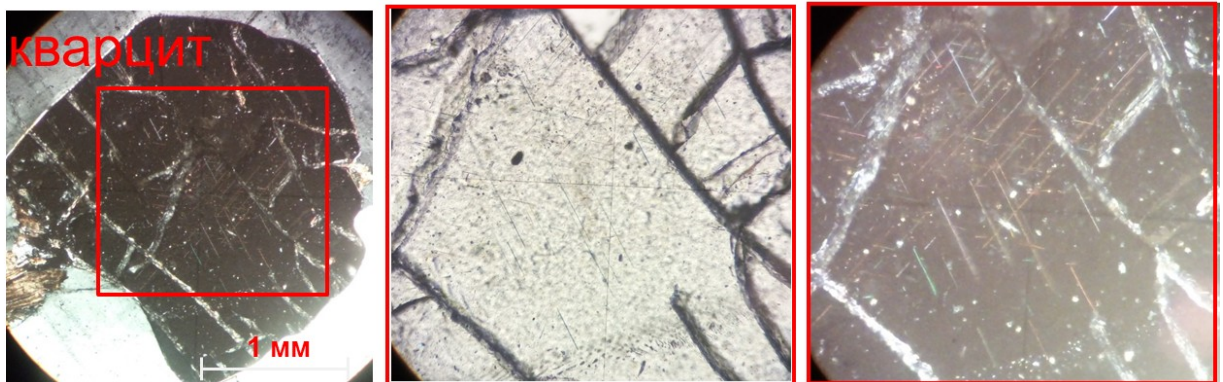


Рисунок 6.1 – Микрофотография зерна граната в гранатсодержащем кварците (UR 34) с ориентированными включениями (без анализатора и с анализатором)

В гранате из кварцита (UR 34) ориентированные включения невозможно идентифицировать из-за их малых (микронных) размеров. Можно лишь отметить, что все эти включения сосредоточены преимущественно в центральной части

зерна граната. Также стоит отметить обилие газово-жидких включений в самом гранате.

В гнейсе UR 34-1 включения в гранате более крупные и занимают большую площадь в объеме зерен. Но нужно отметить, что в этой породе присутствуют два типа граната (Рисунок 5.11). Первый тип граната (Grt_1), содержащий ориентированные игольчатые включения, преобладает в породе. Он имеет изометричную форму и размер зерен 1-2 мм и более. Гранат второго типа (Grt_2), без каких-либо включений, встречается в единичных зернах, не крупнее 0.3-0.5 мм и имеет слегка удлиненную форму. Наблюдения показывают, что гранат второго типа приурочен к лейкократовой части породы, образовавшейся при мигматизации.

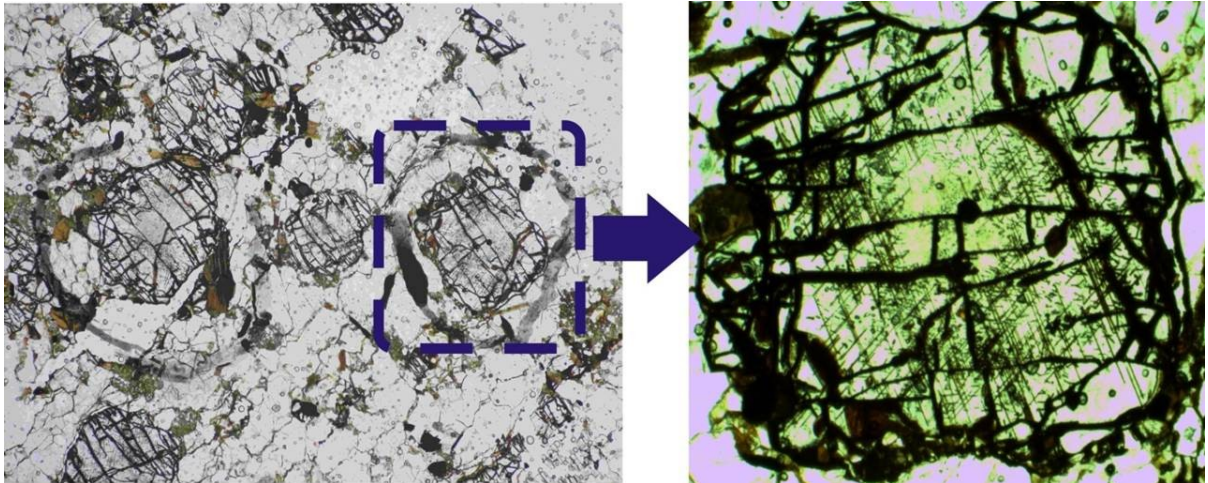
В рассматриваемом гнейсе обоих типов граната суммарно не более 20-25 об. %, биотита 3-5 об. %, калиевого полевого шпата ~ 20 об. %, плагиоклаза до 5-10 об. %, кварца до 40 об. %, силлиманита до 10 об. %, акцессорные минералы представлены: апатитом, ильменитом, цирконом, рутилом; более подробное описание породы было дано в Главе 4.

Кроме внешнего вида, гранаты рассматриваемого гнейса отличаются составом: у граната первого типа (Grt_1) наблюдается внутренняя химическая зональность, выраженная в увеличении пиропового и алмандинового компонента к краю зерна при уменьшении гроссулярового ($Prp_{24-25}Alm_{64-66}Sps_{0-1}Grs_{9-11} \rightarrow Prp_{27}Alm_{68-71}Sps_{0-1}Grs_{4-5}$). У граната второго типа (Grt_2) химический состав в пределах зерен одинаков и соответствует составу края граната первого типа ($Prp_{27}Alm_{69}Sps_0Grs_4$). Как было показано ранее (Глава 5), краевые части зерен граната первого типа образовались в условиях гранулитовой фации метаморфизма (стадия 2), в то время как обогащенное гроссуляром ядро соответствует парагенезису ранней стадии 1.

Оба граната сильно трещиноваты и по этим трещинам происходит заполнение гидроокислами железа. По гранату первого типа развивается вторичный биотит, что для граната второго типа не характерно.

Примечательно, что игольчатые включения в гранате первого типа

расположены в промежуточной зоне между ядром и краем зерна граната, которые лишены этих включений (Рисунок 6.2). Но ориентированные включения в ядрах отсутствуют у наиболее крупных зерен, тогда как в зернах меньшего размера такие включения есть. Вероятно, в последнем случае срезы проходят не через центр зерен граната: этим можно объяснить и наблюдаемый в шлифах относительно меньший размер таких зерен.



Рисисунок 6.2 – Микрофотография петрографического шлифа гранатсодержащего парагнейса UR 34-1 и отдельного зерна граната, содержащего ориентированные включения (без анализатора). Ориентированные включения в гранате занимают промежуточную зону, а центр и край лишены их

С помощью оптической и электронной микроскопии выявлена устойчивая «ромбовидная» ориентировка игольчатых кристаллов (Рисунок 6.3) с острыми углами между ними $\sim 70^\circ$.

Согласно ориентировке вытянутых включений игольчатых кристаллов, они, скорее всего, должны располагаться вдоль определенных кристаллографических направлений, сходящихся под углом $\sim 70^\circ$. Такой угол (согласно расчету 70.5°) возможен, если включения ориентированы вдоль ребер ромбододекаэдра $\langle 111 \rangle$ граната. Ростовые ступени на $\{110\}$ ориентированы вдоль $\langle 111 \rangle$, а перпендикуляры к ним – $\{211\}$. В таком случае, при росте граната возникает входящий угол, где зарождение новой фазы может быть облегчено (данные

А.Г.Штукенберга, СПбГУ). При минимальном подобии решеток, когда поверхностная энергия хотя бы незначительно понижается при образовании сростаний, зарождение новых фаз наиболее вероятно в торцах ростовых ступеней – естественных входящих углах и неровностях грани. Подобное происходит при эпитаксиальном зарождении SrSO_4 на ступенях спайности BaSO_4 (Sánchez-Pastor et al., 2005).

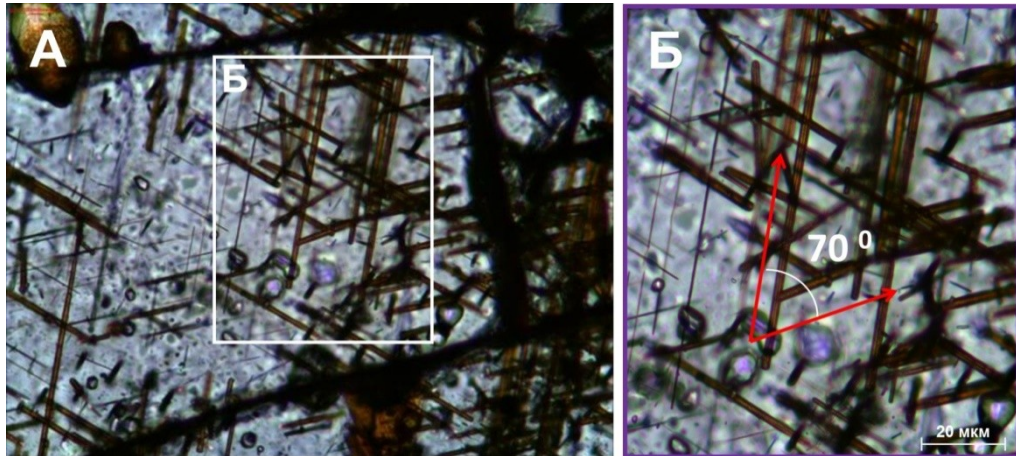


Рисунок 6.3 – Микрофотографии ориентированных включений в гранате (А, Б), на которых видна «ромбовидная» ориентировка игольчатых кристаллов (Б) с острыми углами $\sim 70^\circ$ (без анализатора)

Совместный рост минералов широко известен. При таком росте различные грани могут располагать различной абсорбционной способностью к посторонним частицам. Образование классического андалузита-хиастолита связано со способностью этого минерала при росте захватывать графитовые пылевые частицы из окружающего матрикса, при этом грани призмы $\langle 110 \rangle$ способны отодвинуть посторонние частицы гораздо интенсивнее, чем грани $\langle 001 \rangle$. При дальнейшем росте призм кристаллы андалузита освобождаются от включений и минерал становится прозрачным. Таким образом, минерал приобретает зональное строение с появлением непрозрачной центральной части и прозрачной краевой (Елисеев, 1960).

На растровом электронном микроскопе в режиме композиционного контраста в найденных включениях (Yurchenko, Baltybaev, 2013; Юрченко, 2013)

признаки концентрической зональности обнаруживаются и в перпендикулярных удлинению сечениях дипирамидальных, ромбовидных или шестигранных форм (Рисунок 6.4).

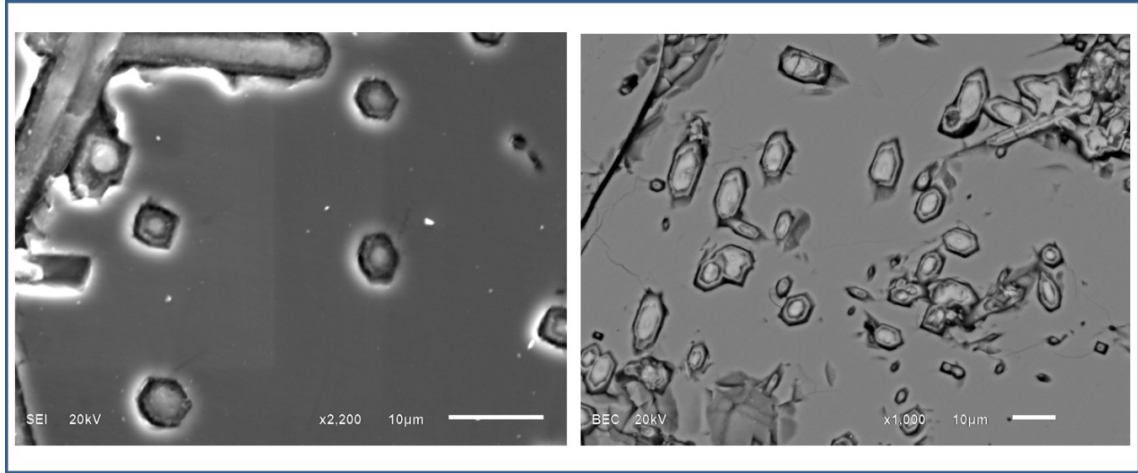


Рисунок 6.4 – Изображение в режиме BSE ориентированных включений в гранате. Хорошо видны дипирамидальные, шестигранные формы в поперечных срезах включений и наличие концентрической зональности

В игольчатых включениях преобладают оксиды Fe. Точный количественный анализ состава затруднен из-за их малых размеров (3-5 x (10-100) н мкм), сопоставимых с площадью воздействия электронного пучка микроанализатора. Вероятно, по этой причине наблюдались пики Si, Al, входящих в структуру вмещающего граната, а также Ti, Mg и Mn – от долей процента до первых единиц. Усредненный по многим замерам состав включений в пересчете на окислы: SiO₂=10-25, MgO=0-2, Mn=0-2, Al₂O₃=6-16, TiO₂=0-9, FeO=60-80 вес. %. Как отмечалось ранее, часть этих элементов, скорее всего, входит в структуру граната.

Поэлементное картирование на растровом электронном микроскопе показало, что наибольшая примесь титана характерна для центральной части некоторых зерен включений, в то время как остальные элементы распределены более или менее равномерно (Рисунок 6.5).

Такое же распределение элементов наблюдается на профиле через

поперечное сечение включения: преобладание оксидов железа и небольшой пик титана в центральной части, содержание элементов, входящих в структуру граната, резко падает, но не до нуля (Рисунок 6.6).

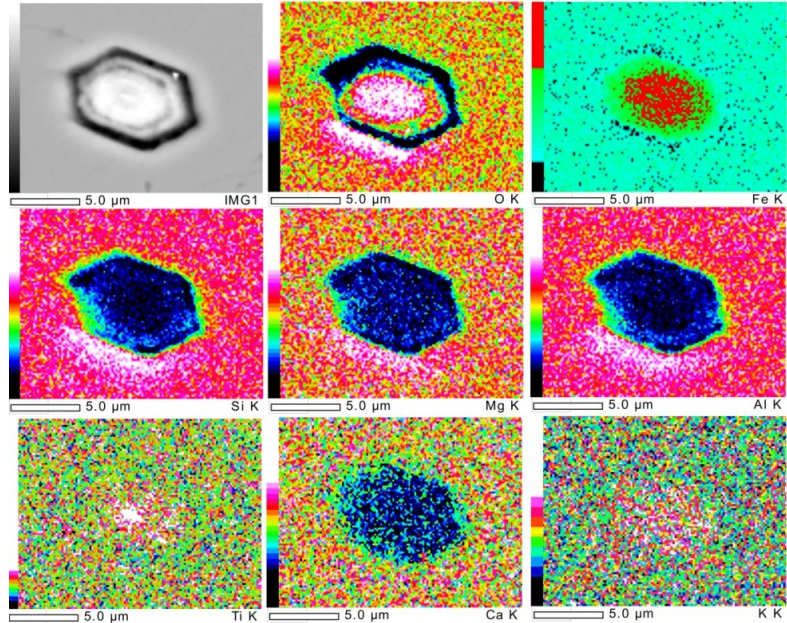


Рисунок 6.5 – Поэлементное картирование ориентированного включения в гранате, выполненное на сканирующем электронном растровом микроскопе JEOL JSM 6510LA с ЭДС JED2200

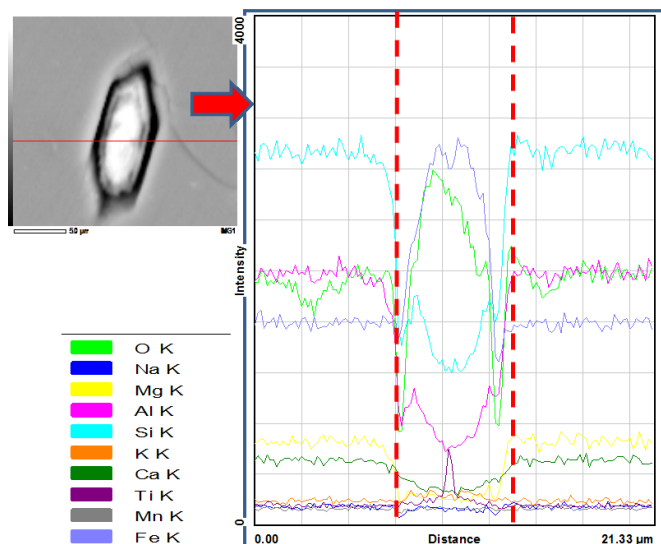


Рисунок 6.6 – Профиль через зерно ориентированного включения в гранате, выполненное на сканирующем электронном растровом микроскопе JEOL JSM 6510LA с ЭДС JED2200

6.2 Раман-спектроскопия ориентированных включений

Изучение игольчатых включений с помощью Раман-спектроскопии позволило выявить полосы комбинационного рассеяния, соответствующие гетиту (α -FeOОН): 246, 305, 482, а также широкий максимум 399 см^{-1} , представляющий собой суперпозицию нескольких полос (Рисунок 6.7). Эти полосы мало перекрываются с полосами спектра граната и отличаются от спектра других минералов, включения которых возможны в гранате (рутил, ильменит, магнетит и титанит). От наиболее похожего спектра гематита, полученный спектр отличается меньшим количеством полос, иным соотношением их интенсивностей, меньшей полушириной и сдвигом максимумов на $5\text{-}15\text{ см}^{-1}$ в сторону больших частот. В совокупности приведенные данные позволяют заключить, что игольчатые включения представлены гетитом.

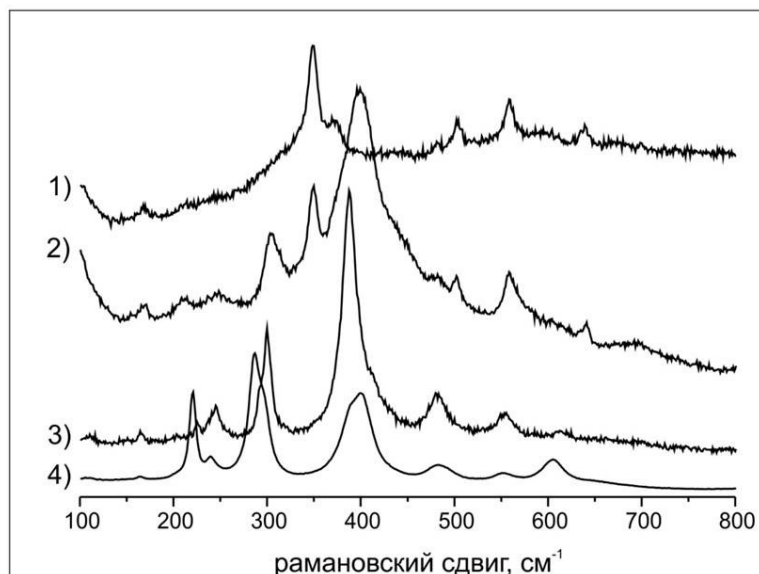


Рисунок 6.7 – Рамановские спектры. 1 – гранат, 2 – изученное игольчатое включение (для него характерна комбинация спектров гетита и граната), 3, 4 – гетит из образца сравнения при точечном и линейном сканировании радиально-лучистого агрегата этого минерала

Как было показано выше, гранат устойчив на большей части предлагаемого

PT-тренда (см. Главу 4.2.) и лишь на регрессивном этапе частично замещается биотитом и/или кордиеритом. Учитывая, что железо в составе гетитовых включений в гранате находится в трехвалентной форме, их образование должно было происходить в окислительных условиях. Такие условия обычно характерны для регрессивных стадий метаморфизма, когда существенно возрастает роль водного флюида. Но, судя по положению ориентированных включений гетита в промежуточной зоне зерен граната, образование минерала (оксида железа) должно было иметь место на прогрессивном участке *PT*-тренда, на стадии роста граната. Отметим, что фугитивность кислорода ($\log O_2$ для $P \sim 10$ кбар) для переходной реакции $(Fe^{2+})\text{магнетит} \leftrightarrow (Fe^{3+})\text{гематит}$ или гетит $(+H_2O)$ при предполагаемых температурах кристаллизации граната 700-900°C находится в пределах -12 – -16.

Если предположить, что синтаксический рост граната и гетита происходил на прогрессивной ветви метаморфизма, то следует допустить, что давление минералообразования при этом было выше 40-60 кбар, что следует из диаграмм устойчивости гетитовой фазы при высоких температурах выше 500-600°C (Majzlan et al., 2003; Gleason et al., 2008). Судя по этим литературным данным, полная дегидратация гетита при реакции $Gth \rightarrow Hem + H_2O$ должна происходить до температурных условий гранулитовой фации только при указанных выше давлениях. Однако такое допущение противоречит имеющимся данным геобарометрии, полученными как нами, так и другими исследователями региона. Вероятнее всего, гетиту предшествовало образование какого-то оксида железа (например, магнетита, гематита), который впоследствии был преобразован в гетит за счет взаимодействия с водным флюидом.

6.3 Механизмы образования ориентированных включений в гранате

В литературе приводятся результаты исследований ориентированных включений титансодержащих фаз в гранате из различных типов пород, включая

метаморфические, образованные в широком диапазоне *PT*-условий от амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма. Такие включения (в мире всего около 20 находок) описаны в эклогитах (Zhang, Liou, 1999; Ye et al., 2000; Liati et al., 2002; Zhang et al., 2005; Hwang et al., 2007), в гранатовых перидотитах (van Roermund et al., 2000; Song et al., 2004), ксенолитах эклогитов и перидотитов из кимберлитов (Griffin et al., 1971; Hills, Haggerty, 1989), гнейсах и метапелитах (Vrana, 1989; Whitney, 1992; O'Brien, 1999; West et al., 2005; Guinel, Norton, 2006; Kawasaki et al., 2011; Ague, Eckert, 2012). Образование таких включений чаще всего связывают с экстремальными условиями метаморфизма – сверхвысокими давлениями или температурами.

На сегодняшний день предложено 9 механизмов, объясняющих появление ориентированных включений титансодержащих фаз в гранате (Proyer et al., 2013). Среди обсуждаемых механизмов возникновения ориентированных включений в гранате можно выделить четыре основных:

- 1) унаследование и консервирование ранее существовавших ориентированных включений (Force et al., 1996; Sidman et al., 2003);
- 2) одновременный рост граната и рутила (Wang et al., 1999), граната и графита (Burton, 1986);
- 3) растворение/рост минеральных фаз в гранате при меняющихся параметрах минералообразования (Griffin et al., 1971; Hills, Haggerty, 1989);
- 4) разрушение зерен граната с последующим залечиванием трещин и малоразмерных каналов минеральными фазами (Hwang et al., 2001, 2007);

Находки таких включений редки (обзор приведен в работе Ague, 2012) и практически все рассматриваемые механизмы их образования предполагают экстремальные температуры или/и давления. При этом подавляющее большинство таких включений относятся к титансодержащим минеральным фазам. Чаще всего распространены ориентированные включения таких титансодержащих минеральных фаз, как рутил, ильменит и сфен, которые возникают при экстремально высоких *PT*-параметрах, благоприятных для вхождения Ti в структуру граната (Hwang et al., 2007 и ссылки в ней).

Образование Ti-содержащих включений объясняют снижением давления и температуры, вызывающем «отторжение» Ti из структуры граната.

Для гетитового состава (где нет титана) включений можно было бы предположить реакцию окисления Fe-Mg граната с образованием магнетита (и дальнейшим окислением до гетитового состава):



Но в рассматриваемом нами случае при образовании многочисленных включений гетита, находящихся в промежуточной зоне зерен граната, не происходит комплементарного обогащения граната пироповым миналом. Важно также, что само по себе образование при такой реакции магнетита не объясняет закономерной ориентировки включений внутри зерна граната (Рисунок 6.2). Образование магнетита и граната вряд ли возможно на регрессивной ветви метаморфизма, эти минералы могут образоваться только на прогрессивной стадии, еще до достижения гранулитовой фации.

Маловероятно, что гетит мог появиться вследствие преобразования минерала иного состава, ранее существовавшего в гранате, например, титансодержащих рутила или ильменита, так как нет признаков растворения и выноса (малоподвижного) титана. Против этого предположения говорит и практическое отсутствие титана в гранате.

Таким образом, ориентированные включения приурочены только к промежуточной части зерен граната, которые характеризуются меньшей кальциевостью и умеренной магнезиальностью, по сравнению с ядрами. При этом более магнезиальные составы внешних зон гранатов и их минеральные парагенезисы указывают на условия метаморфизма гранулитовой фации.

Учитывая вышесказанное, можно предположить возникновение ориентированных включений в результате совместного роста граната и оксида железа (магнетита или гематита) при специфических достаточно высокотемпературных и высокобарных (?) условиях. Хотя повышение давления способствует росту температурной стабильности гетита (Baneyeva, Bendeliani, 1973; Voigt, Will, 1981), все же пока нет оснований считать, что давление

минералообразования могло быть достаточно высоким, чтобы вместо оксида железа образовалась его гидроксидная форма – гетит.

Нельзя также полностью исключить модель компрессионного (импактного?) разрушения кристаллов граната с возникновением системы трещин и микронных каналов по характерным для кристаллов граната кристаллографическим направлениям с последующим проникновением в них обогащенного Fe флюида. Определенную роль при этом могли сыграть разные модули объемной упругости и сдвига у гроссуляровых ядер и алмадин-пироповых внешних зон зерен граната, что и определило приуроченность включений к промежуточным зонам зерен граната. Однако подтвердить такую модель происхождения ориентированных включений могут только находки специфических "шоковых" преобразований в минералах, сосуществующих с гетитсодержащим гранатом.

С учетом вышесказанного, вероятнее всего, найденные ориентированные включения гетита в гранате являются результатом замещения оксида железа, который рос совместно с грантом на догранулитовой стадии метаморфизма. Ориентировки граней кристаллов граната определили наиболее энергетически выгодные позиции вдоль его ребер. Учитывая, что такие игольчатые кристаллы расположены в промежуточной зоне роста зерен граната, следует считать, что геохимический режим между первой (низкотемпературной амфиболитовой) и второй (гранулитовой) стадиями метаморфизма, характеризовался повышенными потенциалами, по крайней мере, железа и кислорода.

6.4 Оценка окислительно-восстановительных условий формирования в гранате ориентированных включений оксидов железа

Для оценки окислительно-восстановительных условий при формировании ориентированных включений в гранате была рассчитана фугитивность кислорода в программе winTWQ (Berman, 2007) с использованием состава граната,

содержащего ориентированные включения оксидов железа. Расчет выполнен для диапазона давлений 6-9 кбар для образующихся минеральных сростаний. Отметим, что влияние давления на положение реакций оказалось незначительным, поэтому для иллюстрации приведен график, выполненный для давления 8 кбар. Ограничение по температуре в интервале 620-740°C были взяты из значений, полученных по гранат-биотитовой ассоциации в гнейсах тоналитового состава, рассмотренных в главе 4, рассчитанных с помощью классических гранат-биотитовых геотермометров.

На Рисунке 6.8 приведены рассчитанные реакции равновесия: $4\text{Alm}+3\text{O}_2=6\text{Hem}+8\text{Qtz}+\text{Sil}$ (1), $2\text{Alm}+\text{O}_2=2\text{Mag}+4\text{Qtz}+2\text{Sil}$ (2) для граната с ориентированными включениями, а также пунктиром соответствующие реакция для состава чистого альмандина (1', 2').

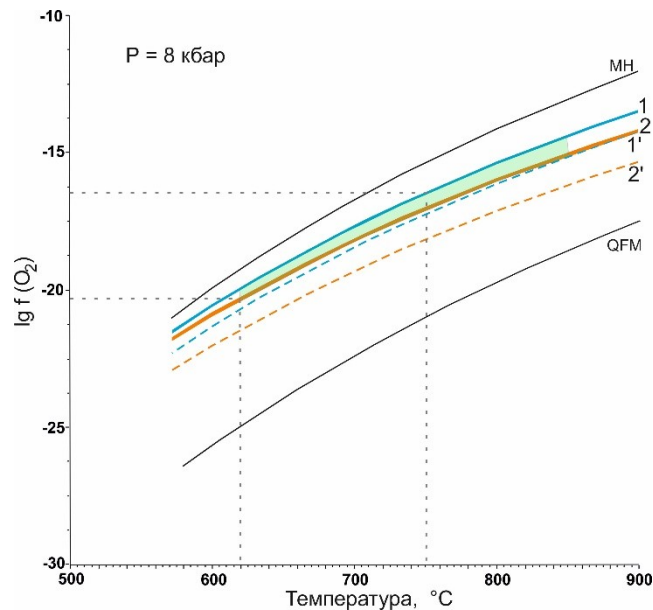


Рисунок 6.8 – Результаты расчета фугитивности кислорода в программе winTWQ для обр. UR 34-1. Окислительно-восстановительные буферы: МН, QFM. МН – $4\text{Mag}+\text{O}_2 = 6\text{Hem}$, QFM – $3\text{Fa}+\text{O}_2 = 2\text{Mag}+3\text{Qtz}$; 1 – $4\text{Alm}+3\text{O}_2 = 6\text{Hem}+8\text{Qtz}+\text{Sil}$, 2 – $2\text{Alm}+\text{O}_2 = 2\text{Mag}+4\text{Qtz}+2\text{Sil}$; 1', 2' – реакции 1 и 2 соответственно для состава чистого Alm

Были построены для сравнения также линии равновесия реакций НМ

(гематит-магнетит) и FMQ (фаялит-магнетит-кварц). Поскольку по химическому составу гранаты, содержащие включения оксидов железа, отличаются от чистого альмандина, у которого активность 1, мы видим, что реакции равновесия для реальных гранатов сдвинуты в сторону НМ буфера.

В целом расположение реакций находится между двумя буферами QFM и MN, ближе к MN, со значением фугитивности для реакции 1, равновесие с гематитом, от 10^{-20} до $10^{-16.6}$, а для реакции 2, равновесие с магнетитом, от 10^{-20} до 10^{-17} .

Во время равновесного эпитактического роста гематита и/или магнетита и граната значение фугитивности кислорода было в пределах 10^{-20} – 10^{-16} , при этом от центра к краю зерна граната наблюдается незначительное увеличение значения $\log f(\text{O}_2)$ кислорода, а также увеличивается содержание оксида железа.

6.5 Выводы по главе 6

При изучении метаосадочного комплекса Васильковского участка ОПЗ обнаружены закономерно ориентированные включения в гранатах умеренноглиноземистого парагнейса и кварцита. Состав этих включений является уникальным и ранее не описан в литературе. Ориентированные игоьчатые включения распределены по всему объему зерен граната за исключением самых краевых зон и небольшой области в центре. Ранее было установлено, что такие краевые составы граната образовались в условиях гранулитовой фации метаморфизма (стадия 2), в то время как обогащенное гроссуляром ядро таких гранатов соответствует парагенезису стадии 1.

С помощью оптической и электронной микроскопии выявлена устойчивая «ромбовидная» ориентировка игоьчатых кристаллов с острым углом $\sim 70^\circ$. На растровом электронном микроскопе в режиме композиционного контраста обнаруживаются признаки концентрической зональности и дипирамидальные, ромбовидные или шестигранные формы включений.

С помощью рамановской спектроскопии для игоьчатых включений выявлены

полосы комбинационного рассеяния, соответствующие гётиту α -FeOOH.

Ориентированные включения железистого минерала в гранате можно связать с образованием первичного магнетита или гематита. При этом учитывается, что гётит – это низкотемпературный минерал, сосуществование которого с гранатом возможно лишь при очень высоких давлениях (более 30–40 кбар).

Реакции равновесия: $4\text{Alm}+3\text{O}_2 = 6\text{Hem}+8\text{Qtz}+\text{Sil}$ и $2\text{Alm}+\text{O}_2 = 2\text{Mag}+4\text{Qtz}+2\text{Sil}$, рассчитанные с использованием программы winTWQ позволили определить диапазоны фугитивности кислорода при совместном росте Grt и Hem (10^{-20-16}) или Mag (10^{-20-17}). Таким образом, во время равновесного эпитаксического роста гематита и/или магнетита и граната значение фугитивности кислорода было в пределах 10^{-20} – 10^{-16} , при этом от центра к краю зерна граната наблюдается незначительное увеличение значения $\log f(\text{O}_2)$ кислорода, а также увеличивается содержание оксида железа.

Полученные результаты позволяют сформулировать третье защищаемое положение: гранат глиноземистых парагнейсов характеризуется зональным распределением ориентированных минеральных включений, возникших при синтаксическом срастании граната и оксидов железа, впоследствии преобразованных в гётит. Синтаксический рост происходил на прогрессивной ветви метаморфизма до достижения условий гранулитовой фации при фугитивности кислорода 10^{-20} – 10^{-16} .

ГЛАВА 7 ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

7.1 U-Pb изотопный анализ циркона

Изучение геологических соотношений, геохимии и минералогии метатоналитов и гранат-биотитовых гнейсов показало, что метатоналиты являются протолитом для гранат-биотитовых гнейсов. U-Pb изотопный анализ циркона из этих пород, результаты которого приводятся ниже, подтвердил этот вывод и позволил установить время и стадийность высокотемпературного метаморфического преобразования пород и, в частности, определить возраст гранатсодержащего парагенезиса.

Из образцов метатоналита (обр. 99-163) и гранат-биотитового гнейса (обр. 99-156) выделены акцессорные цирконы и проведены измерения U-Pb изотопных отношений на мультиколлекторном вторично-ионном высокоразрешающем микрозонде SHRIMP-II (ASIPty, Австралия) в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Результаты исследования приведены на Рисунке 7.1, 7.2 и в таблице (Приложение В, таблица В.1).

Циркон в образце метатоналита (обр. 99-163) представлен темно-коричневыми и сильно трещиноватыми зернами, имеющими преимущественно овальную или удлиненно-овальную форму. Большая часть зерен циркона состоят из осцилляционно-зональных ядер и незональных кайм, также встречаются зерна, которые имеют более сложное строение, когда в центре зерен с осцилляторной зональностью находятся сильно измененные метамиктные ядра. В заметном меньшем количестве в обр. 99-163 встречаются удлиненные зерна циркона. Большая часть этих зерен также имеет зональное строение, но присутствуют и однородные цирконы, темные в КЛ (Рисунок 7.1).

Циркон гранат-биотитового гнейса (обр.99-156) представлен светло-коричневыми, сильно трещиноватыми зернами, сходными с цирконами из обр. 99-163, а также черными непрозрачными в КЛ кристаллами. В этих зернах в BSE

изображении обнаруживаются неоднородные изменения и многочисленные твердофазные включения. В большом количестве встречаются удлиненные зерна циркона. Осцилляторная зональность обнаружена только в одном зерне: большая же часть зерен циркона имеет “размытую” зональность. Также в одном из зерен удалось выявить фрагмент более древнего циркона, тоже имеющего осцилляторную зональность (Рисунок 7.2 в).

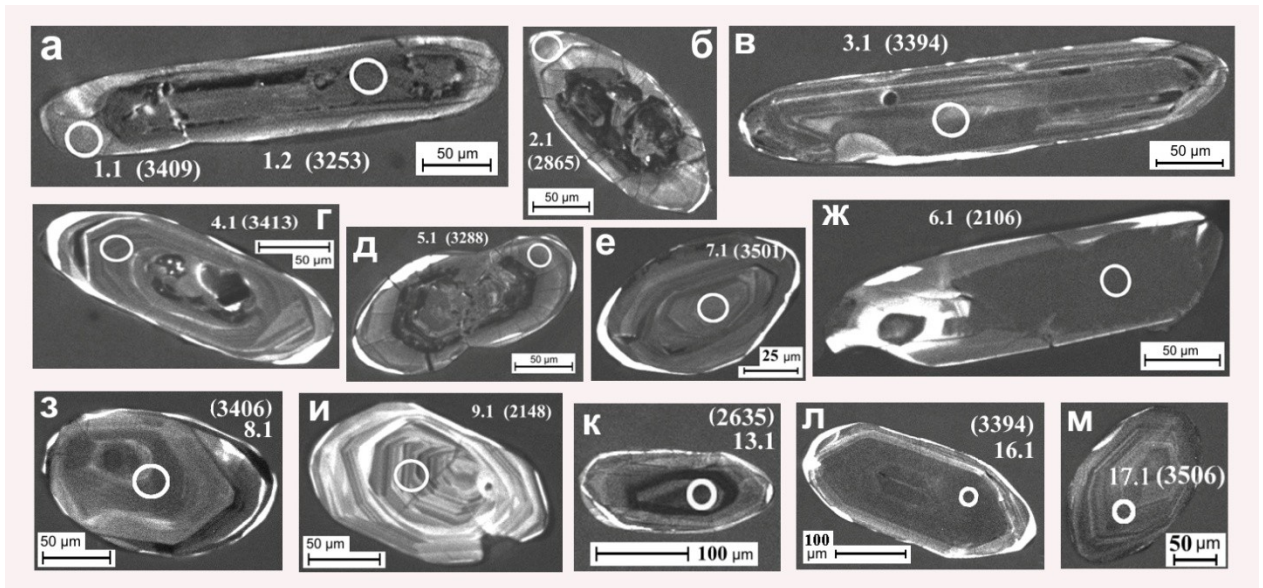


Рисунок 7.1 – Изображение циркона в КЛ из метатоналита обр. 99-163. Номера точек соответствуют таблице (Приложение В, таблица В.1). Приведены значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста

Конкордантное значение возраста для зерен циркона из метатоналита (т.т. 14.1, 15.1, 17.1 на Рисунке 7.1, 7.3 а), обладающих осцилляторной зональностью, равно 3500 ± 13 млн лет. Конкордантный возраст для трех зерен циркона (т.т. 1.1, 4.2, 5.1 на Рисунке 7.2, 7.3 б) из гранат-биотитового гнейса (не обладающих осцилляторной зональностью), такой же, как и в метатоналите и соответствует 3503 ± 12 млн лет. Одно зерно из гранат-биотитового гнейса с конкордантным возрастом 3.5 млрд лет содержит фрагмент более древнего циркона, значение возраста которого 3.64 ± 0.06 млрд лет (Приложение В, таблица В.1; Рисунок 7.2 в).

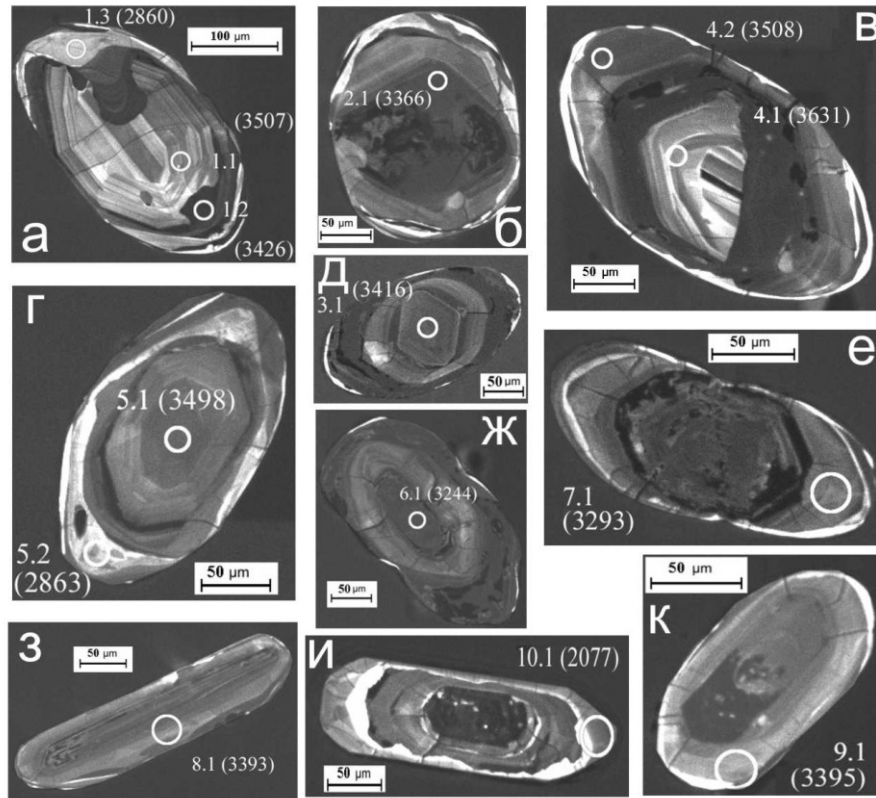


Рисунок 7.2 – Изображение цирконов в КЛ из гранат-биотитового гнейса обр. 99-156. Номера точек соответствуют таблице (Приложение В, таблица В.1). Приведены значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - возраста

Содержание U и Th в цирконах, имеющих возраст 3.5 млрд лет, варьирует незначительно, средние отношения Th/U равны 0.55 (метатоналит) и 0.72 (гранат-биотитовый гнейс). Часть цирконов в обр. 99-163 и в обр. 99-156 имеют субконкордантные ($d = \text{от } -1 \text{ до } 3 \%$) значения возраста около 3.4 млрд лет (Приложение В, таблица В.1). Дискордия, рассчитанная для этих зерен из обр. 99-163, пересекает конкордию у значения 3401 ± 7 млн лет (Рисунок 7.3) (Lobach-Zhuchenko et al., 2014; Лобач-Жученко и др., 2015).

Краевые части некоторых зерен древнего (3.5 млрд лет) циркона имеют возраст 2.86 млрд лет (Рисунок 7.2; Приложение В, таблица В.1). Палеопротерозойский 2.1-2.15 млрд лет возраст (Приложение В, таблица В.1 т.6.1. и 9.1.) выявлен в обр. 99-163 для двух различных по морфологии и строению зерен. Одно зерно (9.1, Рисунок 7.1 и) светлое в КЛ, с осцилляторной зональностью (единственное в популяции), имеет возраст 2148 млн лет и,

вероятно, является чужеродным; второе (Рисунок 7.1 ж) – удлиненное, неоднородное, темное в КЛ, имеет возраст 2106 млн лет.

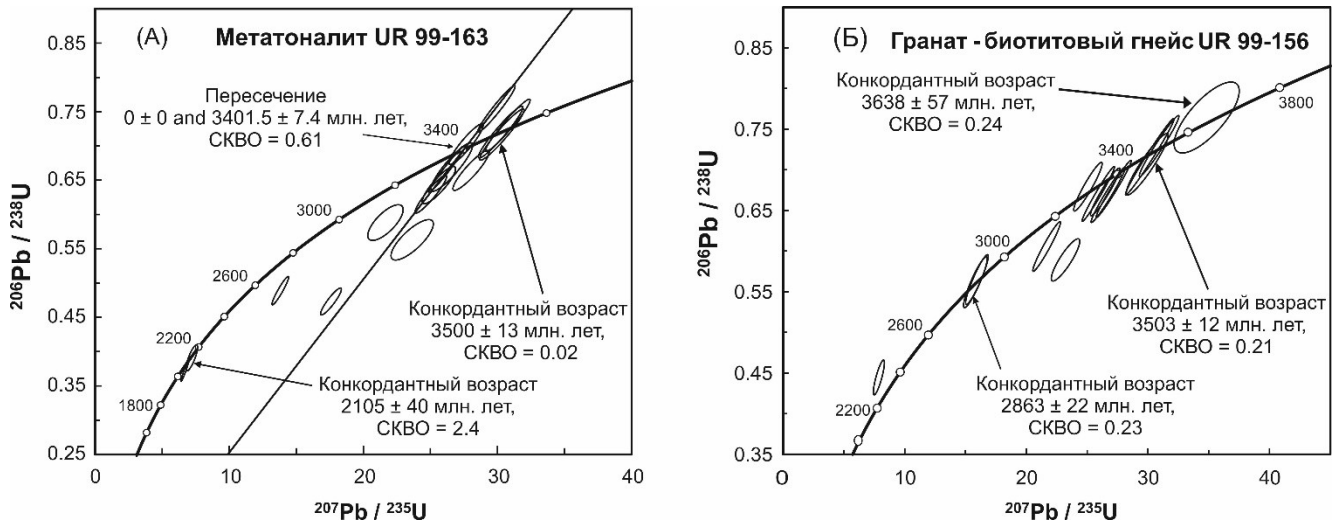


Рисунок 7.3 – U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из метатоналита обр. 99-163 (А) и из гранат-биотитового гнейса обр. 99-156 (Б) Васильковского участка Украинского щита

При суммировании результатов U-Pb изучения в данной работе и анализа литературных источников (Лобач-Жученко и др., 2009, 2010, 2015; Lobach-Zhuchenko et al., 2014) установлено следующее: цирконы метатоналита (обр. 99-163) с конкордантным возрастом 3.5 млрд лет датируют время их кристаллизации из расплава, а возраст 3.4 млрд лет отвечает времени мигматизации тоналита. Наличие в зерне из образца 99-156 фрагмента циркона с возрастом 3.6 млрд лет указывает на вероятное образование тоналита с возрастом 3.5 млрд лет за счет плавления более древней цирконсодержащей породы. Возраст около 2.0 – 2.1 млрд лет определен в цирконе из структурно- и метаморфически переработанных метатоналитов, т.е. выявляет время наиболее интенсивных тектонических и метаморфических преобразований, приведших к образованию высокотемпературной минеральной ассоциации и тех взаимоотношений пород, которые мы наблюдаем сегодня.

Полученные значения U-Pb возраста цирконов в целом согласуются с данными предшественников по соседним районам (Щербак и др., 2005; Щербаков

и др., 2005; Демидюк, 2006), а также непосредственно с полученными на Васильковском участке для других типов пород (Лобач-Жученко и др., 2009, 2015; Lobach-Zhuchenko et al., 2014).

7.2 Геохимия РЗЭ в цирконах

Анализ содержаний редких и РЗЭ в цирконах производился методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном зонде Cameca IMS-4F в ФТИАН РАН. Методика измерений соответствовала описанной в работе (Федотова и др., 2008). Результаты измерений приведены в таблице (Приложение В, таблица В.2).

Цирконы метатоналита (обр. 99-163) с осцилляторной зональностью и конкордантными возрастами 3.5 млрд лет имеют типичное для магматических пород распределение РЗЭ: крутой подъем линии распределения РЗЭ от La к Lu ($(Lu/La)_N = 22087$, $(Yb/Gd)_N = 18$, высокие концентрации тяжелых РЗЭ по сравнению с легкими РЗЭ ($\sum TPЗЭ = 636$ ppm; $\sum LPЗЭ = 18$ ppm; $TPЗЭ/LPЗЭ = 35$; Приложение В, таблица В.2), значительные Eu- и Ce- аномалии (Приложение В, таблица В.2; Рисунок 7.4 а). Концентрации Ce, Nb, Sr, и Ba не превышают содержания этих элементов в магматических цирконах (Hoskin, 2005). Среднее отношение Th/U (0.6) также характерно для магматических цирконов. Цирконы с возрастом по $^{207}Pb/^{206}Pb$, равными 3.4-2.9 млрд лет, характеризуются высоким содержанием Nb, которое понижается в цирконах с возрастом около 2 млрд лет. Температура, рассчитанная по содержанию титана в цирконе (Watson, 2006), составляет 618-717°C (Приложение В, таблица В.2).

Цирконы биотит-гранатового гнейса (обр. 99-156) по характеру распределения РЗЭ (Рисунок 7.4 б) показывают для зерен 3.5 млрд лет высокие содержания легких РЗЭ, меньшие содержания тяжелых РЗЭ и в 2 раза менее крутой наклон ($(Yb/Gd)_N = 10$), а также характеризуются меньшими Ce и Eu аномалиями (3.3 и 0.4, соответственно; Приложение В, таблица В.2; Рисунок 7.4 б) по сравнению с одновозрастными цирконами метатоналита обр. 99-163.

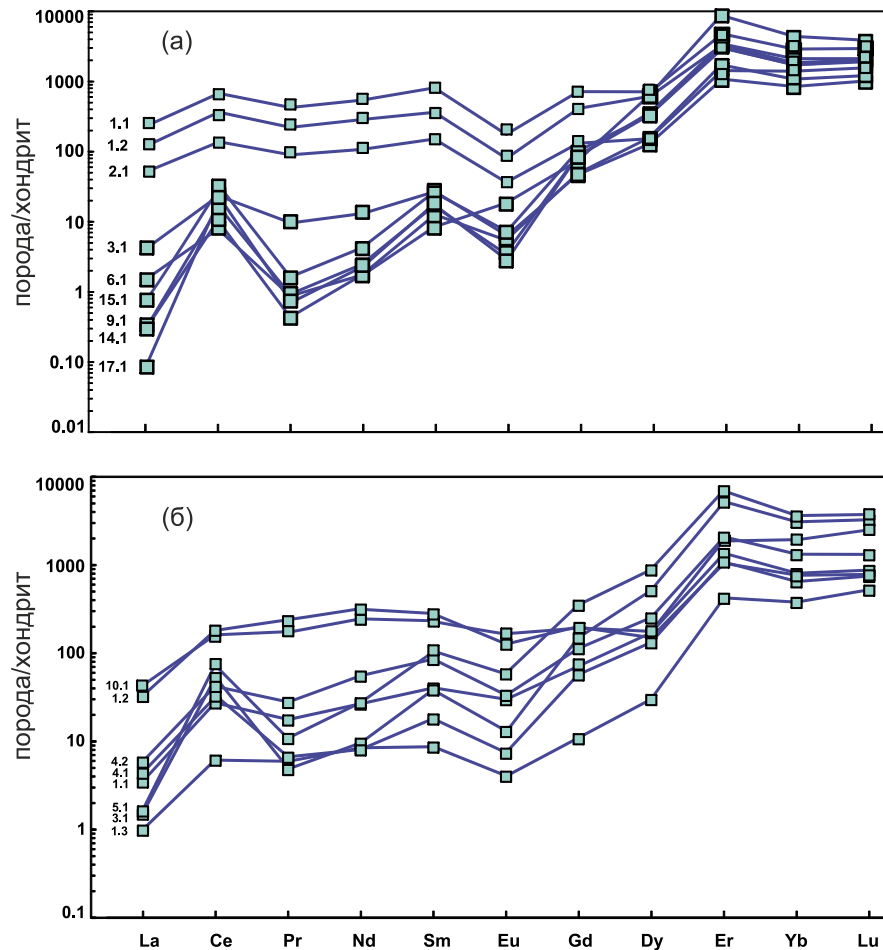


Рисунок 7.4 – Распределение РЗЭ в цирконе из метатоналита обр. 99-163 (а) и из гранат-биотитового гнейса обр. 99-156 (б). Номера точек соответствуют данным в таблицах (Приложение В, таблицы В.1, В.2).

Отмеченные изменения состава РЗЭ циркона для гранат-биотитового гнейса (99-156) не сопровождаются значимым изменением содержания титана в цирконе, благодаря чему рассчитанные температуры (по Watson, 2006) находятся в пределах: 702-762°C, близких к рассчитанным для цирконов из метатоналита (Приложение В, таблица В.2).

В популяциях цирконов обр. 99-156 и обр. 99-163 содержатся цирконы с палеопротерозойским возрастом (Приложение В, таблица В.2). Эти цирконы характеризуются одинаковыми особенностями содержаний и распределения РЗЭ, но происходит снижение концентрации тяжелых РЗЭ, что можно объяснить одновременной с цирконом кристаллизацией граната.

Таким образом, на основании изучения РЗЭ в цирконах метатоналита и

гранат-биотитового гнейса с возрастом 3.5 млрд лет можно отметить схожие спектры распределения РЗЭ, типичные для магматических пород (Лобач-Жученко и др., 2015). В цирконах протерозойского возраста содержание и характер распределения РЗЭ сходны со спектрами более древних цирконов, но в них наблюдается снижение содержания тяжелых РЗЭ в результате кристаллизации граната на стадии около 2.1 млрд лет назад. В эту стадию минералообразования, т.е. появления граната и формирования гранат-биотитовых гнейсов по метатоналиту, происходит обеднение системы в целом тяжелыми РЗЭ, которые концентрируются в гранате, что наглядно демонстрируют спектры распределения РЗЭ в гранатах из гранат-биотитового гнейса и метатоналита (Глава 4). Такое перераспределение тяжелых РЗЭ в свою очередь отражается на содержании этих элементов в цирконе.

7.3 U-Pb изотопные данные монацита

Для гранатсодержащего парагенезиса важно достоверно установить время метаморфизма, т.к. было известно, что породы региона испытали как архейский, так и протерозойский этапы метаморфизма (Лобач-Жученко и др., 2015). Для этой цели изучалась U-Pb система монацита из обр. UR 2 гранат-биотитового гнейса. Как известно, монацит является достаточно распространенным акцессорным метаморфическим минералом, который к тому же является хорошим геохронометром (Parrish, 1994; Rubatto et al., 2012) для процессов преобразования пород. Благодаря своей способности растворяться и повторно осаждаться при деформационных событиях (Williams, Jercinovic, 2002; Dimond et al., 2008) или изменении *PT*-условий и флюидного режима (например, Spear 2010; Spear, Pyle, 2002, 2010), изучение монацита дает возможность определять время наложенных событий (Foster et al., 2000; Williams, Jercinovic, 2002, 2012; Foster, Parrish, 2003; Gibson et al., 2004).

Для образца UR 2 были получены выше приведенные *PT*-параметры метаморфизма (Глава 4) с пиковыми значениями, которые соответствуют

условиям гранулитовой фации. Протерозойский возраст образования, в том числе этого образца гранатсодержащего высокотемпературного парагенезиса, был предварительно установлен по Sm-Nd минеральной изохроне, о чем подробнее будет сказано ниже.

Изотопный U-Pb анализ производился методом изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре МАТ-261 (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, аналитик Н.Г. Ризванова).

U-Pb анализом монацита выявлен близкий конкордантному возраст, отражающий время метаморфизма, 2075 ± 6 млн лет. (таблица 7.1, Рисунок 7.5). Трехкратное повторение измерений показало, что у монацита U/Pb отношение незначительно нарушено, и поэтому выявляется обратная дискордантность на графиках с конкордией. Несмотря на дискордантность, не возникает сомнений, что монацит фиксирует палеопротерозойский этап метаморфизма (~2.1 млрд лет), что находится в соответствии с имеющимися для района другими изотопными данными по другим изотопным системам.

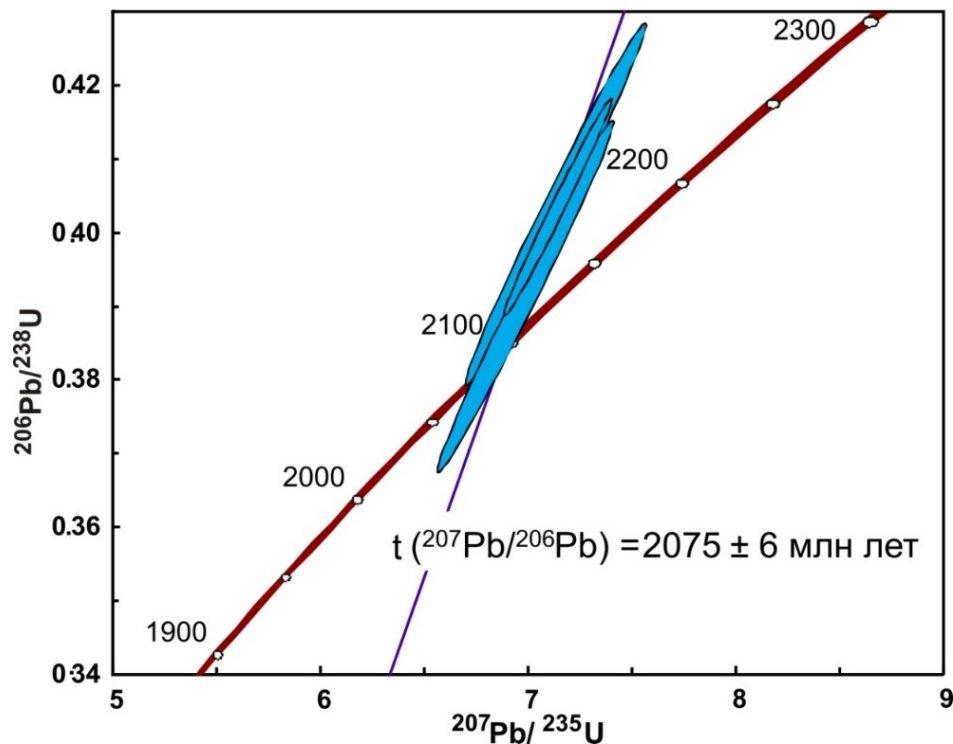


Рисунок 7.5 – U-Pb диаграмма с конкордией для монацита из образца гранат-биотитового гнейса UR 2

Таблица 7.1 – Результаты U-Pb изотопных исследований монацита образца UR 2 гранат-биотитового гнейса Васильковского участка ОПЗ

№ п/п	На-веска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Th/U	Возраст, млн.лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	0.56	5660	1190	9936	0.12790	12.4478	7.1243	0.40398	0.99	42.30	2087.4	2127.1	2070±1
2	0.33	6985	1571	12257	0.12925	11.970	6.9750	0.39139	0.99	40.67	2129.3	2108.3	2088±3
3	0.38	7981	1770	5768	0.12821	11.7449	7.1352	0.40365	0.99	39.91	2185.8	2128.4	2074±1

Примечания: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; ^б – изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

7.4 Sm-Nd изотопный анализ пород и минералов

Для оценки модельного возраста источника гранат-биотитовых гнейсов и метатоналитов, а также определения времени наложенного метаморфизма был изучен изотопный состав Nd в четырех образцах (таблица 7.2). Изотопный состав Sm и Nd в породе был изучен в гнейсе тоналитового состава обр. 99-163 и гранат-биотитовом гнейсе обр. 99-156 и UR 2. В метатоналите были проанализированы содержание Sm и Nd в минералах (гранате, плагиоклазе, биотите и апатите), также был проанализирован гранат в гранат-биотитовом гнейсе обр. 99-156 и в кварците из матаосадочного комплекса, относящегося по стратиграфическому положению к белоскальной толще (обр. UR 99-155) (таблица 7.2).

Выделение Sm, Nd и изотопный анализ проведены по методике, описанной в Главе 3.

Модельные возрасты метатоналита (обр. 99-163) и гранат-биотитового гнейса (обр. 99-156 и UR 2) близки (таблица 7.2), что говорит об их общем источнике и подтверждает геологические наблюдения, что тоналит является

протолитом для гранат-биотитового гнейса.

Полученные данные для минералов метатоналита (граната, плагиоклаза, и апатита) и породы в целом образуют линию регрессии на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Рисунок 7.6) с наклоном, отвечающим возрасту 2026 ± 91 млн лет, СКВО = 5.5. На линию регрессии не попала точка биотита (обр. 99-163), что скорее всего свидетельствует о недостижении полного метаморфического равновесия между биотитом и гранатом в метатоналите, что отразилось в неравновесности изотопного состава этих минералов. Из петрографических наблюдений и определения химического состава минералов на электронном микроскопе был выявлен биотит, условно отнесенный к третьей группе, явно поздний, неравновесный с другими минералами (Глава 4). Возможно, что попадание его в навеску, при выделении для датирования, исказило результаты измерений. Расчет изохроны с включением биотита дает возраст 2053 ± 150 млн лет, при этом увеличивает СКВО до 33 (Лобач-Жученко и др., 2009; Коваленко, 2010).

Таблица 7.2 – Изотопный состав Sm и Nd для пород и минералов участка Васильковка

образец	порода, минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{NdDM}
99-163	WR	5.52	38.40	0.0870	0.510088	6	0.2	3655
99-163	Grt	7.10	17.90	0.2407	0.512116	7	–	–
99-163	Pl	0.68	5.41	0.0766	0.509925	5	–	–
99-163	Bt	0.69	4.41	0.0944	0.510088	6	–	–
99-163	Ap	313.20	981.70	0.1928	0.511507	6	–	–
99-156	Grt	2.80	1.10	1.5919	0.529897	9	–	–
UR 2	WR	5.80	43.95	0.0797	0.509941	3	0.2	3620
99-155	Grt	5.25	1.78	1.7884	0.532625	9	–	–
99-156	WR	4.09	27.44	0.0901	0.510104	3	-1.3	3730

Полученные данные для минералов граната и породы в целом для гранат-биотитового гнейса (обр. 99-156) образуют линию регрессии на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Рисунок 7.7) с наклоном, отвечающим возрасту 2002 ± 7 млн лет.

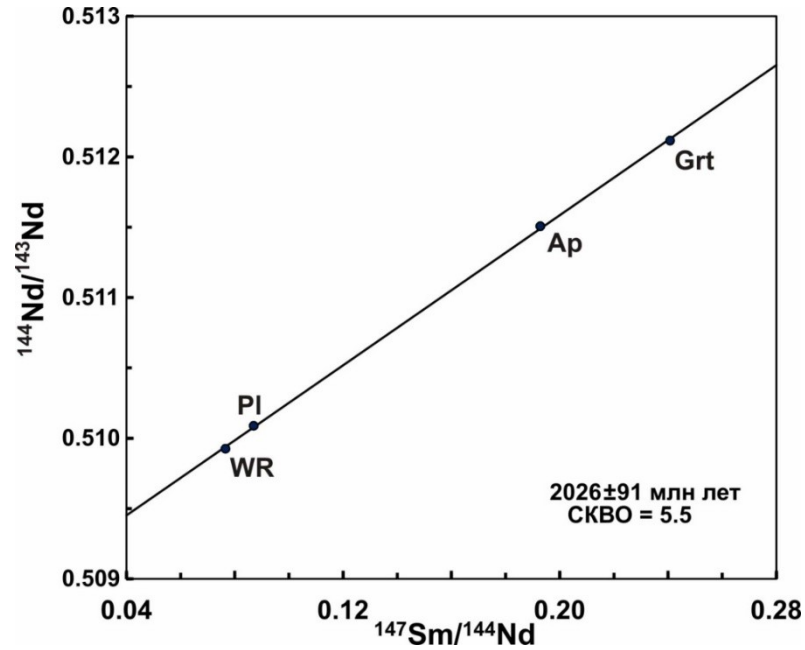


Рисунок 7.6 – Sm-Nd минеральная эрохрона, построенная для минералов метатоналита обр. 99-163 Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны

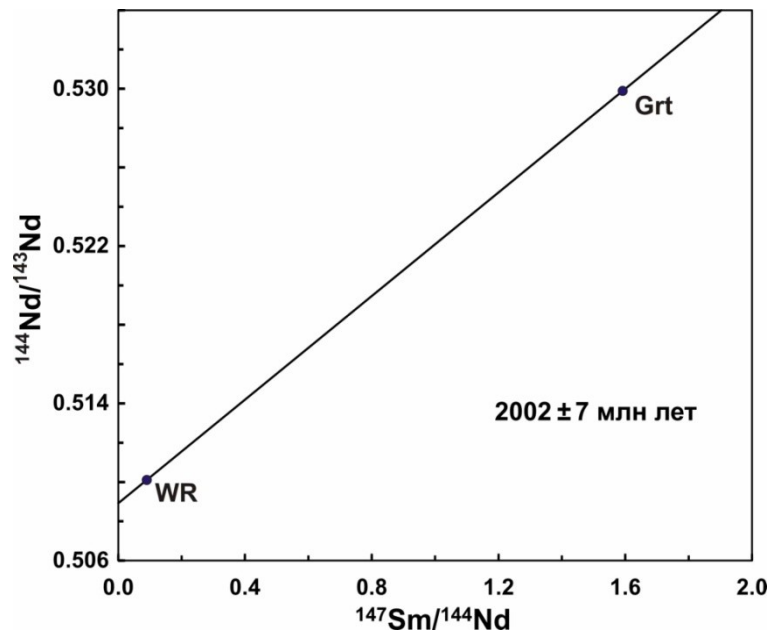


Рисунок 7.7 – Sm-Nd минеральная изохрона, построенная для граната из гранат-биотитового гнейса 99-156 Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны

Как известно на сохранность изотопных отношений радиоактивного и

дочернего изотопа в гранате влияет температура закрытия ($T_{\text{зак}}$) системы. Для изучаемых минералов, в частности граната, $T_{\text{зак}}$ Sm-Nd изотопной системы составляет $\leq 700^\circ\text{C}$ (Mezger et al., 1992) или близка к $700\text{-}760^\circ\text{C}$ (Vance, O'Nions, 1990; Hensen, Zhou, 1995) и даже превышает 800°C (Cohen et al., 1988). Судя по некоторым оценкам (Jung, Mezger, 2003), Sm-Nd система в гранате может закрываться позже, чем U-Pb система в монаците. Не менее важным для сохранности изотопной системы является не только история температурных преобразований породы, но и дефектность, морфология и размеры зерен минерала, а также взаимодействие с флюидом. Также на скорость диффузионных потерь радиоактивных и радиогенных элементов в гранате оказывает влияние соотношение главных катионов. Было показано, что в зерне граната размером около 1 см внутренняя химическая зональность по главным элементам может полностью быть стерта примерно за 20 млн лет при температуре 700°C и более, но содержание тяжелых РЗЭ и Y при этом может меняться незначительно (Hermann, Rubatto, 2003).

Поскольку определяющим уровень наклона изохроны в нашем случае является гранат, то можно условно считать, что полученные данные возраста отражают время образования граната или перестройки его Sm-Nd изотопной системы в результате структурно-метаморфических преобразований. Принимая $T_{\text{зак}}$ Sm-Nd изотопной системы в гранате ок. $600\text{-}700^\circ\text{C}$ (Hensen, Zhou, 1995; Humphires, Cliff, 1982), вероятно, следует считать, что гранат фиксирует время не пиковых (гранулитовых) условий, а время остывания системы на регрессивной стадии. Значительная разница между модельным возрастом породы (3.6 – 3.7 млрд лет) и возрастом породы по минеральной изохроне говорит о том, что полученный изохронный возраст соответствует времени протекания одного из последних значимых метаморфических событий, приведших к перестроению изотопной системы в минералах.

Таким образом, метатоналит и протолит гранат-биотитового гнейса имеют одинаковый возраст, близкий к 3.6 – 3.7 млрд лет. Время метаморфизма, как следствие, возникновение гранатсодержащей ассоциации соответствует ~ 2.0

млрд лет. Дополнительным подтверждением кристаллизации граната в указанный палеопротерозойский период служит конкурентное перераспределение РЗЭ в цирконе и гранате, о чем было сказано выше.

7.5 Оценка времени метаморфизма глиноземистых гнейсов метаосадочной толщи по анализу Sm-Nd изотопной системы в гранате

Для оценки времени метаморфизма глиноземистых гнейсов были выполнены Sm-Nd изотопные исследования граната обр. UR 34/1, содержащего ориентированные включения гетита. Определение изотопного состава Sm-Nd в гранате производились методом изотопного разбавления (ИГГД РАН, ФГУП ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON по методике, описанный в Главе 3.

Трехточечная Sm-Nd изохрона (Рисунок 7.8, таблица 7.3) показала возраст 2014 ± 11 млн лет. Этот возраст совпадает в пределах аналитической погрешности с возрастом граната 2004 ± 18 млн лет из гранат-биотитового гнейса (Глава 4, Лобач-Жученко и др., 2009).

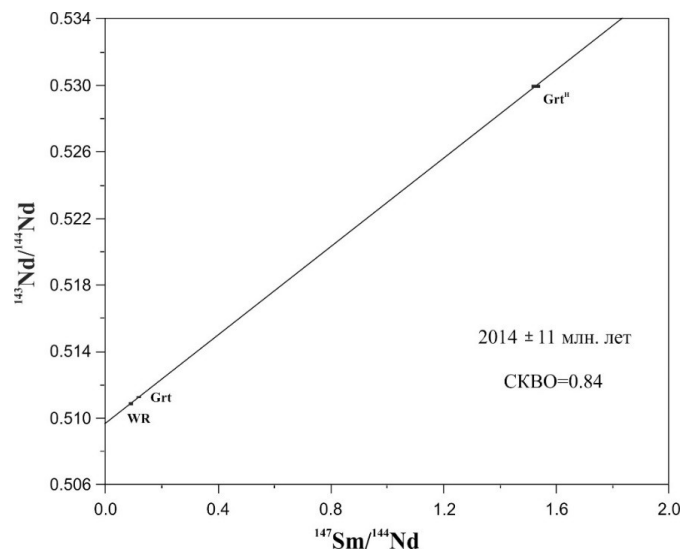


Рисунок 7.8 – Sm-Nd изохронна для граната глиноземистого гнейса обр. UR 34-1 (WR – порода, Grt – монофракция граната, Grt^H – гранат, обработанный серной кислотой)

Таблица 7.3 – Результаты Sm-Nd изотопных исследований граната глиноземистого гнейса обр. UR 34/1

образец, фракция	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t_{DM} , млн лет
UR 34/1, вал	4.587	30.39	0.0912	0.510860 ± 7	2830
UR 34/1, гранат	5.314	26.74	0.1201	0.511226 ± 7	–
UR 34/1, гранат H ₂ SO ₄	2.154	0.854	1.530	0.529931 ± 12	–

Полученные значения возраста хорошо согласуются с данными полученными при изучении основных кристаллосланцев Васильковского участка (Лобач-Жученко др., 2010). Для них были получены значения возраста 2088 ± 20 млн лет по каймам циркона и отдельным зернам, которые интерпретируются как возраст метаморфизма палеопротерозойского этапа. Кроме того, на основе изучения варьирующих содержаниях Th и U и их отношений в последовательно растущих каймах в цирконах в основных кристаллосланцах, а также классической двупироксеновой геотермометрии установлено, что метаморфизм отвечал условиям гранулитовой фации. Идентичный U-Pb возраст (2015 млн лет) получен также по монациту для гранатовых кварцитов этого же участка (Артеменко, 2001; Демедюк, 2006).

7.6 Выводы к главе 7

Для определения времени образования различных гранатовых парагенезисов было выполнено Sm-Nd изотопное датирование граната из гранат-биотитового гнейса метаосадочного комплекса и метатоналита фундамента. Для граната из гнейса метаосадочной толщи получен Sm-Nd изохронный возраст 2002 ± 7 млн лет и из метатоналита – 2014 ± 11 млн лет. Близкое время метаморфического события определено U-Pb методом по монациту: 2075 ± 6 млн лет. Аналогичная оценка времени метаморфического события получена по метаморфическим каймам и новообразованным зернам циркона из метатоналита и гранат-биотитового гнейса по нему: 2100-2150 млн лет. Анализ содержаний РЗЭ в цирконах метатоналита и гранат-

биотитового гнейса позволил установить, что в цирконах протерозойского возраста характер распределения РЗЭ сходны со спектрами архейских цирконов, но в них наблюдается снижение содержания тяжелых РЗЭ в результате кристаллизации граната на стадии около 2.1 млрд лет назад.

Таким образом, все гранатсодержащие парагенезисы Васильковского участка ОПЗ образовались в палеопротерозойское время, следовательно, установленные по гранатсодержащим парагенезисам *PT*-условия характеризуют палеопротерозойский этап метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертация представляет собой законченную научно-квалификационную работу, в результате проведенного комплексного исследования пород северной части Орехово-Павлоградской зоны с помощью современных методов и программ установлены термодинамические параметры метаморфизма, время и стадийность метаморфических событий на основе изучения гранатсодержащих парагенезисов.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы и рекомендации:

1. Архейские метатоналиты фундамента и протерозойский осадочный комплекс испытали структурно-метаморфическую переработку 2.10–2.07 млрд лет назад. Палеопротерозойский этап деформаций и метаморфизма был многостадийным, а *PT*-условия менялись от амфиболитовой до гранулитовой фации.

2. Образование биотит-гранатовых гнейсов по тоналитам архейского фундамента происходило в зонах локальных деформаций, ключевую роль в образовании гранатсодержащих парагенезисов сыграло снижение активности H_2O , что способствовало кристаллизации граната при комплементарном разложении биотита.

3. Полученный *PT*-тренд смены условий метаморфизма пород палеопротерозойского метаосадочного комплекса характеризует стадийность протекания процессов, где начальная стадия метаморфизма отвечала условиям умеренного давления ($P \sim 8.5$ кбар) и ($T \sim 600^\circ C$) с последующей слабой декомпрессией и увеличением температуры до гранулитовой фации ($T \sim 830^\circ C$). На завершающей регрессивной стадии метаморфизма происходило сопряженное снижение температуры и давления. Таким образом, эволюция параметров метаморфизма характеризуется *PT*-трендом по «часовой стрелке».

4. Ориентированные включения в гранате возникли на догранулитовом отрезке прогрессивного тренда при давлениях, не превышающих 8–9 кбар при фугитивности кислорода 10^{-20} – 10^{-16} . Формы, характер распределения и состав

ориентированных включений указывают на существование условий, благоприятных для образования синтаксических сростаний граната и оксидов железа.

Установленные петрологические, геохимические и изотопно-геохронологические особенности пород, а также *PT*-тренд условий метаморфизма на основе использования современных лабораторно-аналитических данных и компьютерных программ анализа и моделирования для северной части ОПЗ значительно расширяет наши представления о тектонической эволюции изученной структуры, что в дальнейшем должно быть учтено при составлении региональных схем корреляции, разномасштабных геологических карт и легенд к ним, а также при геодинамических реконструкциях эволюции ОПЗ и других структур Украинского щита как составной части Самартии.

Методический подход, примененный при изучении ОПЗ, может быть использован для изучения аналогичных ей шовных зон в докембрийских структурах России и послужить надежной основой выделения тектонических этапов их эволюции, и, как следствие, минерагенических эпох, продуктивных на высоколиквидные полезные ископаемые.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

- ВКМ – Воронежский кристаллический массив
 ЛРЗЭ – легкие редкоземельные элементы
 ОПЗ – Орехово-Павлоградская зона
 ПБ – Приазовский блок
 РЗЭ – редкоземельные элементы
 СПДБ - Среднеприднепровский блок
 ТРЗЭ – тяжелые редкоземельные элементы
 ТТГ – тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации
 УЩ – Украинский щит
 Ab – альбит
 Alm – альмандин
 Als – ортосиликат алюминия
 Al^{tot} – общий алюминий в кристаллографических формулах минералов
 An – анортит
 And – андалузит
 Ann – аннит
 Ap – апатит
 Bt – биотит
 Chl – хлорит
 CIA – индекс химического выветривания
 CL – катодолюминесценция
 Cls – цельзиан
 Crd – кордиерит
 Cpx – клинопироксен
 Eu/Eu* – европиевая аномалия
 F – общая железистость минерала, рассчитанная по формуле $Fe^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})*100$, %
 FeO_t – общее железо ($FeO + Fe_2O_3$)
 Grs – гроссуляр
 Grt – гранат
 Gt – гетит
 Hem – гематит
 Ilm – ильменит
 Kfs – калиевый полевой шпат
 Ky – кианит
 L – расплав
 Mag, Mt – магнетит
 Ms – мусковит
 Орх – ортопироксен
 Or – ортоклаз
 PAAS – постархейский средний глинистый сланец Австралии
 Phl – флогопит
 Pl – плагиоклаз

Prp – пироп

Qtz – кварц

Rt, Ru – рутил

Sil – силлиманит

Sps – спессартин

St – ставролит

Ti-Zrn – содержание титана в цирконе,

X_{Mg} – магнезиальность минерала, рассчитанная по формуле $X_{Mg} = \frac{Mg^{2+}}{(Mg^{2+} + Fe^{2+})} * 100, \%$

Список литературы

1. Азаров, Н.Я. Геоэлектрическая модель Орехово–Павлоградской шовной зоны / Н.Я. Азаров, А.В. Анциферов, Е.М. Шеремет [и др.]. – Киев: Наукова думка, 2005. – 190 с.
2. Артеменко, Г.В. 3400 млн лет – минимальный возраст тоналитов Васильковского участка Орехово–Павлоградской зоны (Украинский щит) / Г.В. Артеменко, В.В. Демедюк, Т.И. Довбуш // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2001. – Вып. 12. – С. 126–131.
3. Артеменко, Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго–восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии / Г.В. Артеменко // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С. 129–154.
4. Балтыбаев, Ш.К. Условия метаморфизма гранатсодержащих глиноземистых гнейсов Орехово–Павлоградской зоны Украинского щита / Ш.К. Балтыбаев, **А.В. Юрченко**, С.Б. Лобач–Жученко [и др.] // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 11. – С. 1684–1702.
5. Белевцев, Р.Я. Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита / Р.Я. Белевцев. – Киев: Наук. думка, 1982. – 152 с.
6. Бибикова, Е.В. Возможности локального изотопного анализа цирконов на ионном микрозонде в расшифровке ранней истории Земли (на примере новоопаоловского комплекса Украинского щита) / Е.В. Бибикова, И. Вильямс, В. Компстон // Изотопная геохимия и космохимия. – М., 1990. – С. 85–102.
7. Гинтов, О.Б. Временная последовательность процессов геодинамического развития территории Украины от эоархея до антропогена / О.Б. Гинтов // Геофизический журнал (Украина). – 2017. – Т. 39, № 1. – с. 17-40.
8. Глебовицкий, В.А. Время, длительность и РТ–параметры полистадийного метаморфизма свекофенид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U–Pb геохронометрии) / В.А. Глебовицкий, Ш.К. Балтыбаев, О.А. Левченко [и др.] // Доклады Академии наук. – 2002. – Т. 384, № 5. – С.1–5.

9. Глебовицкий, В.А. Границы фаций и субфаций пород, бедных СаО, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии / В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова // Проблемы физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). – М., 1979. – Т. 1. – С. 34-46.
10. Глевасский, Е.Б. Украинский щит: докембрийская региональная структура и палеогеодинамика/ Е.Б. Глевасский, А.М. Глевасская // Минералогический журнал. – 2002. – Т. 24, № 4. – С. 47–57.
11. Глевасский, Е.Б. Реконструкция активной континентальной окраины восточной части Украинского щита в протерозое / Е.Б. Глевасский // Геологическая история СССР и тектоника плит / Отв. ред. Л.П. Зоненшайн, Е.И. Приставакина. – М., 1989. – С. 32–42.
12. Глевасский, Е.Б. Тектоника докембрия Украинского щита / Е.Б. Глевасский, Г.И. Каляев // Минералогический журнал. – 2000. – Т. 22, № 2/3. – С. 77–91.
13. Голенчук, В.Ф. Метаморфические фации пород докембрия Орехово–Павлоградской структурно–фациальной зоны / В.Ф. Голенчук, М.В. Миткеев // Метаморфизм Украинского щита и его обрамления: Материалы I республиканского совещания. – Киев: Наукова Думка, 1978. – С. 20–22.
14. Гульбин, Ю.Л. Р–Т тренд и моделирование эволюции минерального состава метapelитов Северного Приладожья в системе MnNCKMASH / Ю.Л. Гульбин // Записки российского минералогического общества. – 2014. – № 6. – С. 34-53.
15. Демидюк, В.В. Возрастная корреляция высокометаморфизованных осадочных толщ и гранитоидов Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков Украинского щита: автореф. дис. канд. геол–минер. наук / В.В. Демидюк. – Киев: ИГМР НАН, 2006. – 20 с.
16. Дранник, А.С. Геолого–структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень / А.С. Дранник, М.М. Костенко, К.Ю. Єсипчук [та ін.] // Мінеральні ресурси України. – 2003. – № 1. – С. 26–29.
17. Елисеев, Н.А. Метаморфизм / Н.А. Елисеев. – Л: Изд–во Ленингр. ун–та,

1960. – 415 с.

18. Железисто–кремнистые формации Украинского щита/ редактор Семененко Н.П. – Киев: Наукова Думка, 1978. Том 1. – 328 с.
19. Каляев, Г.И. Проблемы докембрийской тектоники Украинского щита / Г.И. Каляев // Тектоносфера Украины. – Киев: Наукова думка, 1989. – С. 64–75.
20. Коваленко, А.В. Возможности и ограничения Sm–Nd метода при датировании архейских магматических пород / А.В. Коваленко // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. – СПб: Изд–во Политехнического ун–та, 2010. – С. 294–311.
21. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка)/ Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М. – Київ: УкрДГРІ. – 2004. – 30 с.
22. Кривдик, С.Г. Щелочной магматизм Приазовья/ С.Г. Кривдик, Н.В. Безсмолова, А.В. Дубина // Наукові праці УкрНДМІ НАН України. – 2009. – № 5 (частина II). – С. 158–166.
23. Крылов, М.Д. Главные темноцветные минералы высокометаморфизованных комплексов: справочное пособие / М.Д. Крылова, В.А. Галибин, Д.П. Крылов. – Л: Недра, 1991. – 350 с. – ISBN 5–247–02137–1.
24. Кузнецов, А.Б. Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской серии: Sr–изотопная хемоия и U–Pb–геохронология / А.Б. Кузнецов, С.Б. Лобач–Жученко, Т.В. Каулина, Г.В. Константинова // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 484, № 6. – С. 71–74.
25. Лаврентьева, И.В. Кордиерит–гранатовый термометр / И.В. Лаврентьева, Л.Л. Перчук // Доклады Академии наук СССР. – 1981а. – Т. 259, № 3. – С. 697–700.
26. Лаврентьева, И.В. Фазовое соответствие в системе биотит – гранат. Экспериментальные данные / И.В. Лаврентьева, Л.Л. Перчук // Доклады Академии наук СССР. – 1981б. – Т. 260, № 3. – С. 731–734.
27. Лиханов, И.И. Р–Т–эволюция ультравысокотемпературного метаморфизма как следствие позднепалеопротерозойских процессов внутриплитного растяжения

- на юго–западной окраине Сибирского кратона / И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто [и др.] // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 465, № 1. – С. 82–86.
28. Лиханов, И.И. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто–глиноземистых гранулитов Южно–Енисейского кряжа и тектонические следствия / И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто [и др.] // Петрология. – 2016. – Т. 24, № 4. – С. 423–440.
29. Лиханов, И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры / И.И. Лиханов // Петрология. – 2020. – Т. 28, № 1. – С. 4–22.
30. Лобач–Жученко, С.Б. Биотит–гранатовые гнейсы – результат структурно–метаморфической переработки древних тоналитов: состав минералов, характеристика и возраст процесса (Васильковский участок Орехово–Павлоградской шовной зоны) / С.Б. Лобач–Жученко, Ю.С. Егорова, **А.В. Юрченко** [и др.] // Минералогический журнал. – 2009. – № 1. – С. 3–11.
31. Лобач–Жученко, С.Б. Изотопный U–Pb возраст основных пород Васильковского района Орехово–Павлоградской коллизионной зоны / С.Б. Лобач–Жученко, В.В. Балаганский, Н.А. Арестова, С.А. Сергеев, **А.В. Юрченко** [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 5–17.
32. Лобач–Жученко, С.Б. Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово–Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита / С.Б. Лобач–Жученко, Е.В. Бибикова, В.А. Балаганский [и др.] // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 433, № 2. – С. 212–218.
33. Лобач–Жученко, С.Б. Состав и возраст цирконов Орехово–Павлоградской сдвиговой зоны (Украинский щит): вклад в реконструкцию истории геологического развития / С.Б. Лобач–Жученко, С.Г. Скублов, Ш.К. Балтыбаев, **А.В. Юрченко** [и др.] // Геохимия. – 2015. – № 5. – С. 395–417.
34. Лобач–Жученко, С.Б. Формирование континентальной коры Сарматии в архее / С.Б. Лобач–Жученко, М.В. Рыборак, Т.Е. Салтыкова и др. // Геология и геофизика. – 2017. – Т.58, № 12. – с. 1886–1914.
35. Метаморфические комплексы восточной окраины Украинского щита / В.В.

- Закруткин, Е.А. Кулиш, А.В. Зайцев [и др.]. – Киев: Наукова думка, 1990. – 252 с. – ISBN 5–12–001403–8.
36. Минц, М.В. Брянск–Курск–Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген (Восточно–Европейский кратон) / М.В. Минц, В.А. Буш, С.Н. Агеев // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т.5, № 3, – С. 717–742.
37. Наливкина, Э.Б. Роль метаморфизма в образовании земной коры Украинского щита / Э.Б. Наливкина // Метаморфизм Украинского щита и его обрамления: материалы I республиканского совещания. – Киев: Наукова Думка, 1978. – С. 85–87.
38. Неелов, А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород / А.Н. Неелов. – Л.: Наука, 1980. – 100 с.
39. Некряч, А.И. Комплексное геолого–геофизическое изучение докембрийского складчатого пояса на примере Орехово–Павлоградской зоны Украинского щита / А.И. Некряч // Геологическая съемка дислоцированных комплексов / В.Д. Вознесенский, Н.В. Горлов, В.Д. Доливо–Добровольский [и др.]. – Л: Недра, 1980. – С. 159–168.
40. Ненахов, В.М. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива) / В.М. Ненахов, Ю.Н. Стрик, А.И. Трегуб [и др.]. – М.: Геокарт–Геос, 2007. – 284 с. – ISBN 978–5–89118–413–8.
41. Николаев, И.Ю. Особенности глубинного строения области сочленения Днепровско–Донецкой впадины и Орехово–Павлоградской шовной зоны по результатам электроразведочных работ / И.Ю. Николаев, Ю.И. Николаев // Наукові праці УкрНДМІ НАН України. – 2008. – № 2. – С. 90–102.
42. Омельченко, В.В. Геологическое строение докембрийских образований фундамента северного борта Днепровско–Донецкой впадины (Южный склон Воронежского кристаллического массива) по геолого–геофизическим данным / В.В. Омельченко // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно–Европейской платформы: тезисы XVI Международной конференции, Воронеж, 20–24 сентября 2010 / Ред. Н.М. Чернышова, А.А. Маловичко. –

Воронеж, 2010. – С. 103–108.

43. Омельченко, В.В. Геологическое строение Михайловско–Белгородской шовной зоны в пределах северного борта Днепровско–Донецкой впадины / В. В. Омельченко, П. Пигулевский // Вестник Киевского национального университета им. Тараса Шевченко. Геология. – 2015. – № 2 (69). – С. 46–52.

44. Перчук, А.Л. Необычные включения в гранате из алмазоносного гнейса, Рудные горы, Германия / А.Л. Перчук // Геохимия. - 2008. - № 3. - С. 331-338.

45. Савко, К. А. НТ/LP метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования/ К. А. Савко, А. В. Самсонов, Е. Б Сальникова [и др.]// Петрология. – 2015. – Т. 23, N 6. – С. 607–623.

46. Савко, К. А. Палеопротерозойский метаморфизм восточной Сарматии: P–T параметры, возраст, причины и следствия/ К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Б Котов [и др.]// В кн.: Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое: материалы V Российской конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ИГГД РАН. – 2017. – С. 156-158.

47. Савко, К.А. Архейская тоналит–трондьемит–гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского/ К.А. Савко, А.В. Самсонов, А.Н. Ларионов [и др.]// Доклады Академии Наук. – 2018. – Т. 478, № 3. – С. 335–341.

48. Савко, К.А. Физико-химические условия метаморфизма магнетит–грюнерит–рибекитовых пород Приоскольского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии / К.А. Савко, Н.Ю. Кальмуцкая // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2002. – № 1. – С. 86–94.

49. Сиротин, В.И. О литогенезе глиноземистых пород докембрия Воронежского Кристаллического массива / В.И. Сиротин, И.П. Лебедев // Вестник Воронежского университета. Серия: Геология. – 2004. – №. 1. – С. 30–37.

50. Тейлор, С.Р. Континентальная кора: её состав и эволюция / С.Р. Тейлор,

С.М. Мак–Леннан. – М.: Мир. – 1988. – 384 с.

51. Терентьев, Р.А. Геохимия и палеогеодинамические реконструкции вулканогенных пород лосевской серии Воронежского кристаллического массива: значение для литолого–стратиграфического расчленения/ Р. А. Терентьев // Вестник ВГУ. Серия: геология. – 2016. – № 4 – с.31–43.
52. Туркина, О.М. Состав и происхождение граната в породах Палеопротерозойского мигматит–гнейсового комплекса (Шарыжалгайский выступ, юго–запад Сибирского кратона) / О.М. Туркина, В.П. Сухоруков // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 6. – С. 834–855.
53. Усенко И.С. Метаморфизм Украинского щита / И.С. Усенко, И.Б. Щербаков, Р.И. Сироштан [и др]. – Киев: Наук.думка. – 1982. – 308 с.
54. Федотова, А.А. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях / А.А. Федотова, Е.В. Бибикина, С.Г. Симагин // Геохимия. – 2008. – № 9. – С. 980–997.
55. Чекунов, А.В. Орехово–Павлоградский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в альпийском геосинклинальном поясе/ А. В.Чекунов // Геофиз. Сб. АН УССР. – 1966. – вып. 18. – С. 46–57.
56. Чернышев, Н.М. Сравнительная характеристика архейских структур Воронежского кристаллического массива и Украинского щита / Н.М. Чернышев, Г.В. Артеменко // Минералогический Журнал. – 2004. – Т. 26, №3. – С. 40–52.
57. Чудненко, К.В. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа МС) / К.В. Чудненко, О.В. Авченко, А.С. Вах, А.К. Чудненко // Геоинформатика. - 2014. - № 2. - С. 44-54.
58. Щербак, Н.П. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита / Н.П. Щербак, А.Н. Пономаренко // Минералогический Журнал. – 2000. – Т. 22, № 2/3. – С. 12–24.
59. Щербак, Н.П. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко. – Киев: Наукова думка, 2005. – 244 с. – ISBN 966–00–0507–5.
60. Щербак, Н.П. Геохронология раннего докембрия Украинского щита.

Протерозой / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная [и др.] – Киев: Наукова думка, 2008. – 240 с.

61. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Пономаренко А.Н. Геохронологические рубежи формирования зеленокаменных ассоциации пород Среднеприднепровского, Карельского кратонов и зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива Восточно-Европейской платформы / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, А.Н. Пономаренко // Минералогический Журнал. – 2009. – Т. 31, № 2. – С. 3-19.

62. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита / И.Б. Щербаков. – Львов: Изд-во ТзОВ ЗУКЦ, 2005. – 364 с. – ISBN 966–8445–15–5.

63. Щипанский А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.

64. Юрченко А.В. Ориентированные включения гётита в метаморфическом гранате глиноземистых гнейсов Орехово-Павлоградской зоны (Украинский щит, район с. Васильковка) / А.В. Юрченко, Ш.К. Балтыбаев, М.В. Морозов, О.Л. Галанкина // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 446, № 6. – С. 668–671.

65. Юрченко А.В. Палеопротерозойский метаморфизм высокоглиноземистых гнейсов Орехово–Павлоградской компрессионной зоны (Украинский щит, Васильковский участок) / А.В. Юрченко // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: материалы научной конференции, Петрозаводск, 16–18 июня 2011. – Петрозаводск, 2011. – С. 270–274.

66. Юрченко А.В. Палеопротерозойский этап метаморфизма пород Орехово–Павлоградской зоны Украинского щита на основе изучения гранатсодержащих парагенезисов / А.В. Юрченко, Ш.К. Балтыбаев., С.Б. Лобач–Жученко и др. // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика: материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. – СПб: «Свое издательство». – 2019. – С. 244–245.

67. Юрченко А.В. Первые находки ориентированных включений гетита в метаморфическом гранате / А.В. Юрченко // Материалы III Международной

научно–практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. – Санкт–Петербург, ВСЕГЕИ. – 2013. – С. 348–351. ISBN 978–5–93–761–198–7.

68. **Юрченко, А.В.** Состав минералов в зоне структурно–метаморфической переработке Палеоархейских тоналитов Орехово–Павлоградской шовной зоны (Васильковский участок) Украинского щита / А.В. Юрченко // Геология и геоэкология: исследования молодых: материалы XXI молодежной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. – 2010. – С. 317–322.

69. **Юрченко, А.В.** Состав минералов и условия метаморфизма основных пород Орехово–Павлоградской коллизионной зоны (Васильковский участок, Украинский щит) / А.В. Юрченко // Электронный сборник тезисов V Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (29 ноября – 2 декабря 2010 года, г. Новосибирск). – 2010. – URL: http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/718.

70. **Юрченко, А.В., Балтыбаев Ш.К.** Причины возникновения высокотемпературных гранатсодержащих метаморфических парагенезисов в гнейсах тоналитового состава / А.В. Юрченко, Ш.К. Балтыбаев // Сборник тезисов докладов конференции Геологический международный студенческий саммит (26–28 марта 2021 Санкт-Петербург). – Издательство: ООО “Издательство ВВМ” (Санкт-Петербург) – 2021. – С. 55–59.

71. Ague, J. J. Precipitation of rutile and ilmenite needles in garnet: implications for extreme metamorphic conditions in the Acadian Orogen, USA / J.J. Ague, J.O. Eckert // *American Mineralogist*. – 2012. – Vol. 97, № 5/6. – P. 840–855.

72. Anczkiewicz, R. Improving precision of Sm–Nd garnet dating by H₂SO₄ leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem / R. Anczkiewicz, M. F. Thirlwall // *Geological Society Special Publications*. – 2003. – Vol. 220. – P. 83–91.

73. Aranovich, L. Ya. The H₂O and CO₂ regime in regional metamorphism / L. Ya. Aranovich, K. I. Shmupovich, V. V. Fed'kin // *International geology review*. – 1987. – Vol. 29, Iss.12. – P. 1379–1401.

74. Aranovich, L.Ya. Geothermobarometry of high–grade metapelites: simultaneously operating reactions / L.Ya. Aranovich, K.K. Podlesskii // *Evolution of*

Metamorphic Belts. Geological Society Special Publication. London. – 1989. – № 43. – P. 45–61.

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

76. Atherton, M.P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet / M.P. Atherton // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 1968. – Vol. 18, No. 4. – P. 347-371.

77. Balagansky, V.V. Paleoproterozoic Intracratonic reworking of Early Precambrian terrains: an example from the Orekhov–Pavlograd Shear zone, Ukrainian Shield / V.V. Balagansky, S.B. Lobach–Zhuchenko, **A.V. Yurchenko** [et al.] // *International Conference on Craton Formation and Destruction. Schedule & Abstracts (April 25–29, 2011, Beijing, China)*. – Beijing, 2011. – P. 160.

78. Baneyeva, M.I. The Fe₂O₃–H₂O system at high pressures and extemperatures / M.I. Baneyeva, N.A. Bendeliani // *Geochemistry International*. – 1973. – Vol. 10. – P. 840–842.

79. Barker, F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin / F. Barker // *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks* / Edt. F. Barker. – Amsterdam: Elsevier, 1979. – P. 9–19.

80. Berman, R.G. Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the System Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂ / R.G. Berman // *Journal of Petrology*. – 1988. – Vol. 29, Iss. 2. – P. 445–522

81. Berman, R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ / R.G. Berman, L.Y. Aranovich // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1997. – Vol. 126, № 1/2. – P. 1–24.

82. Berman, R.G. Thermobarometry using multi–equilibrium calculations: a new technique with petrologic applications / R.G. Berman // *The Canadian Mineralogist*. – 1991. – Vol. 29, № 4. – P. 833–855.

83. Bhattacharya, S. Refinement of geothermobarometry for cordierite granulites / S. Bhattacharya // *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*. – 1993. – Vol.102, № 4. – P. 537-545/
84. Bogdanova, S. Eurobridge: new insight into geodynamic evolution of the East European Craton / S. Bogdanova, R. Gorbatshev, M. Grad [et al.] // *Geological Society memoir*. – 2006. – Vol. 32. – P. 599–625.
85. Bogdanova, S.V. Eurobridge: Paleoproterozoic accretion of Fennoscandia and Sarmatia / S.V. Bogdanova, R. Gorbachev, R.A. Stephenson // *Tectonophysics*. – 2001. – Vol. 339. – P. vii–x.
86. Burton, K.W. Garnet–quartz intergrowths in graphitic pelites: the role of the fluid phase / K.W. Burton // *Mineralogical Magazine*. – 1986. – Vol. 50. – P. 611–620.
87. Cai, J. Metamorphic P–T evolution and tectonic implications of pelitic granulites in the Ji'an area, northeastern Jiao–Liao–Ji Belt, North China Craton / J. Cai, F. Liu, L. Pinghua, F. Wang // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2020. – Vol. 191. – P.1–21.
88. Chernoff, C.B. Disequilibrium for Ca during growth of pelitic garnet / C.B. Chernoff, W.D. Carlson // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1997. – Vol. 15, Iss. 4. – P. 421–438.
89. Claesson, S. Archaean terranes, palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton / S. Claesson, E. Bibikova, S. Bogdanova, V. Skobelev // *Geological Society memoir*. – 2006. – Vol. 32. – P. 645–654.
90. Cohen, A.S. Chronology of the pressure–temperature history recorded by a granulite terrain / A.S. Cohen, R.K. O'Nions, R. Siegenthaler, W.L. Griffin // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1988. – Vol. 98. – P. 303–311.
91. Connolly, J. A. D. The geodynamic equation of state: What and how / J.A.D. Connolly // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2009. – Vol.10, № 10. – P. 1–19.
92. Cooke, R.A. Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high–pressure–temperature granulites from the Moldanubian Zone, Austria / R.A. Cooke, P.J. O'Brien, D.A. Carswell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2000. – Vol. 18, № 5. – P. 551–569.
93. De Capitani, C. The computation of chemical equilibrium in complex system

containing non ideal solutions / C. de Capitani, T. Brown // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1987. – Vol. 51, Iss. 10. – P. 2639–2652.

94. De Paolo, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic / D.J. de Paolo // *Nature*. – 1981. – Vol. 291. – P. 193–196.

95. Dumond, G. High resolution dating of granite petrogenesis and deformation in a lower crustal shear zone: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield / G. Dumond, N. McLean, M.L. Williams [et al.] // *Chemical Geology*. – 2008. – Vol. 254, Iss. 3. – P. 175–196.

96. Escuder–Viruete, J. P–T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting; an example from the tormes gneiss dome (Iberian Massif, Spain) / J. Escuder–Viruete, A. Indares, R. Arenas // *Journal of Petrology*. – 2000. – Vol. 41, № 10. – P. 1489–1515.

97. Ferry, J.M. Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet / J.M. Ferry, F.S. Spear // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – Vol. 66, № 2. – P. 113–117.

98. Fitzsimons, I.C.W. The influence of retrograde cation exchange on granulites and a convergence technique for the recovery of peak metamorphic conditions / I.C.W. Fitzsimons, S.L. Harley // *Journal of Petrology*. – 1994. – Vol. 35, № 2. – P. 543–576.

99. Fonarev, V.I. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes / V.I. Fonarev, A.A. Graphchikov, A.N. Konilov // *International Geology Review*, 1991. – V. 33. – № 8. – P. 743–783.

100. Force, E.R. Mineral intergrowths replaced by “elbow–twinned” rutile in altered rocks / E.R. Force, R.P. Richards, K.M. Scott [et al.] // *The Canadian Mineralogist*. – 1996. – Vol. 34, Iss. 3. – P. 605–614.

101. Foster, G. Metamorphic monazite and generation of P–T–t paths / G. Foster, R.R. Parrish // *Geological Society Special Publications*. – 2003. – Vol. 220. – P. 25–47.

102. Foster, G. The significance of monazite U–Th–Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry / G. Foster, P. Kinny, D. Vance [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – Vol. 181, № 3.

– P. 327–340.

103. Frost, B.R. CO₂, melts and granulite metamorphism / B.R. Frost, C.D. Frost // *Nature*. – 1987. – Vol. 327. – P. 503–506.

104. Fuhrman, M.L. Ternary–feldspar modeling and thermometry / M.L. Fuhrman, D.H. Lindsley // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73, Iss. 3–4. – P. 201–221.

105. Gibson, H.D. Correlations between chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions involving major pelitic phases: an integration of IDTIMS and SHRIMP geochronology with Y–Th–U X–ray mapping / H.D. Gibson, S.D. Carr, R.L. Brown, M. Hamilton // *Chemical Geology*. – 2004. – Vol. 211, Iss. 3. – P. 237–260.

106. Gleason, A.E. Pressure–temperature stability studies of FeOOH using X–ray diffraction / A.E. Gleason, R. Jeanloz, M. Kunz // *American Mineralogist*. – 2008. – Vol. 93, Iss. 11–12. – P. 1882–1885.

107. Gorbatshev, R. Frontiers in the Baltic Shield / R. Gorbatshev, S. Bogdanova // *Precambrian Research*. – 1993. – Vol. 64. – P. 3–21.

108. Griffin, W.L. Anomalously elongated rutile in eclogite–facies pyroxene and garnet/ W.L. Griffin, B.B. Jensen, S.N. Misra // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1971. – Vol. 51. – P. 177–185.

109. Gross, G.A. Tectonic systems and the deposition of BIF / G.A. Gross // *Precambrian Research*. – 1983. – Vol. 20. – P. 171–187.

110. Hensen B.J. Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite–facies metamorphism: Implications for the Sm–Nd closure temperature / B.J. Hensen, B. Zhou // *Geology*. – 1995. – V. 23, Iss. 3. – P. 225–228.

111. Hermann, J. Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust / J. Hermann, D. Rubatto // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2003. – Vol. 21, № 9. – P. 833–852.

112. Hills, D.V. Petrochemistry of eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone / D.V. Hills, S.E. Haggerty // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1989. – Vol.103. - P. 397–422.

113. Holdaway, M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer / M.J. Holdaway // *American Mineralogist*. - 2000. - Vol. 85, № 7/8. - P. 881-892.
114. Holdaway, M.J. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations / M.J. Holdaway, S.M. Lee // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1977. - Vol. 63, Iss. 2. - P. 175-198.
115. Holland, T. J. B., Powell R. Enlarged and updated thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O–Na₂O–CaO–MgO–MnO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂–C–H₂–O₂ / T.J.B. Holland, R. Powel // *Journal of Metamorphic Geology*. 1990. – Vol. 8. – P. 89-124.
116. Holland, T.J.B. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids / T.J.B. Holland, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2011. – Vol. 29, № 3. – P. 333–383.
117. Holland, T.J.B. An internally–consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest / T.J.B. Holland, R. Powel // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1998. – Vol. 16, № 3. – P. 309–344.
118. Hollister, L.S. CO₂–rich fluid inclusions in greenschists, migmatites, granulites, and hydrated granulites // *Workshop on the Deep Continental Crust of South India* [Edited by Lewis D. Ashwal]. – Trivandrum, 1988. – P. 70.
119. Hollister, L.S. Garnet zoning – an interpretation based on Rayleigh fractionation model / L.S. Hollister // *Science*. – 1966. – Vol. 154, № 3757. – P. 1647–1651.
120. Hollister, L.S. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model / L.S. Hollister // *Science*. – 1966. – Vol. 154, №. 3757. – P. 1647-1651.
121. Hoskin, P. Trace–element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia / P. Hoskin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – Vol. 69, Iss. 3. – P. 637–648.
122. Humphires, F.J. Sm–Nd dating and cooling history of Scourian granulites, Sutherland / F.J. Humphires, R.A. Cliff // *Nature*. – 1982. – Vol. 295. – P. 515–518.

123. Hwang S.L. Defect microstructures of minerals as a potential indicator of extremely rapid and episodic exhumation of ultrahigh–pressure metamorphic rock: implication to continental collision orogens / S.L. Hwang, P. Shen, T.F. Yui, H.T. Chu // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – Vol.192, № 1. – P. 57–63.
124. Hwang S.L. On the origin of oriented rutile needles in garnet from UHP eclogites / S.L. Hwang, T.F. Yui, H.T. Chu [et al.] // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2007. – Vol. 25, № 3. – P. 349–362.
125. Hwang, S.L. TiO₂ nanoparticle trails in garnet: implications of inclusion pressure–induced microcracks and spontaneous metamorphic–reaction healing during exhumation / S.L. Hwang, P. Shen, T.F. Yui, H.T. Chu // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2007. – Vol. 25, Iss. 4. – P. 451–460.
126. Jedlicka, R. Prograde Metamorphic History of UHP Granulites from the Moldanubian Zone (Bohemian Massif) Revealed by Major Element and Y+REE Zoning in Garnets / R. Jedlicka, S.W. Faryad, C. Hauzenberger // *Journal of Petrology*. – 2015. – Vol. 56, № 10. – P. 2069–2088.
127. Jung, S. U–Pb garnet chronometry in high–grade rocks – Case studies from the central Damara orogen (Namibia) and implications for the interpretation of Sm–Nd garnet ages and the role of high U–Th inclusions / S. Jung, K. Mezger // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2003. – Vol. 146, № 3. – P. 382–396.
128. Kaneko, Y., Miyano T. Recalibration of mutually consistent garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers / Y. Kaneko, T. Miyano // *Lithos*. – 2004. – Vol. 73, № 3-4. – P.255-269.
129. Kleemann, U. Garnet–biotite thermometry revisited; the effect of Al [VI] and Ti in biotite / U. Kleemann, J. Reinhardt // *European Journal of Mineralogy*. – 1994. – Vol. 6, № 6. – P. 925–941.
130. Konrad–Schmolke, M. Fluid migration above a subducted slab–constraints on amount, pathways and major element mobility from partially overprinted eclogite–facies rocks (Sesia zone, Western Alps) / M. Konrad–Schmolke, P.J. O’Brien, T. Zack // *Journal of Petrology*. – 2011. – Vol. 52, № 3. – P. 457–486.
131. Krogh, T.E. A low–contamination method for hydrothermal decomposition of

- zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination / T.E. Krogh // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1973. – Vol. 37, Iss. 3. – P. 485–494.
132. La Fleche, M.R. Geochemistry and provenance of metasedimentary rocks from the Archean Golden Pond sequence (Casa Berardi mining district, Abitibi subprovince) / M.R. La Fleche, G. Camire // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1996. – Vol. 33, № 5. – P. 676–690.
133. Lasaga, A.C. Thermal history of rocks – P–T–t paths from geospeedometry, petrological data, and inverse–theory techniques / A.C. Lasaga, J.X. Jiang // *American Journal of Science*. – 1995. – Vol. 295, № 6. – P. 697–741.
134. Lavrent'eva, L. Y., Perchuk L. L. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite–garnet–biotite / L. Y. Lavrent'eva, L. L. Perchuk // In: Saxena, S. K. (ed.) *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Advances in Physical Geochemistry* 3, 1983. – P. 199–239.
135. Lindsley, D.H., Spencer K.J. Fe–Ti oxide geothermometry: reducing analyses of coexisting Ti–magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) /D.H. Lindsley, K.J. Spencer // *EOS Transactions* 63. – 1982. P. 1–471.
136. Lobach–Zhuchenko, S.B. The Orekhov-Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models / S.B. Lobach–Zhuchenko, V.V. Balagansky, Sh.K. Baltybaev, V.P. Chekulaev, **A.V. Yurchenko** [et al.] // *Precambrian Research*. – 2014. – Vol. 252. – P. 71–87.
137. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex Version 2.05: A geochronological toolkit for Microsoft Excel / K.R. Ludwig. – Berkley, 1999. – 46 p. – (Berkley Geochronology Center Special Publication; № 1a).
138. Ludwig, K.R. User's manual for Isoplot/Ex Version 3.11. A geochronological toolkit for Microsoft Excel / K.R. Ludwig. – Berkley, 2005. – 56 p. – (Berkley Geochronology Center Special Publication; № 1a).
139. Majzlan, J. Thermodynamics of Fe oxides: Part II. Enthalpies of formation and relative stability of goethite (α -FeOOH), lepidocrocite (γ -FeOOH), and maghemite (γ -Fe₂O₃) / J. Majzlan, K.–D. Grevel, A. Navrotsky // *American Mineralogist*. – 2003. – Vol. 88, № 5. – P. 855–859.

140. Marmo, B.A. Fractionation of bulk rock composition due to porphyroblast growth: effects on eclogite facies mineral equilibria, Pam Peninsula, New Caledonia / B.A. Marmo, G.L. Clarke, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2002. – Vol. 20, № 1. – P. 151–165.
141. McMullin, D.W. Calibration of the SGAM thermometer for pelitic rocks using data from phase–equilibrium experiments and natural assemblages / D.W. McMullin, R.A. Berman, H.J. Greenwood // *The Canadian Mineralogist*. – 1991. – Vol. 29. – P. 889–908.
142. Mezger, K. Closure temperatures of the Sm–Nd system in metamorphic garnets / K. Mezger, E.J. Essene, A.N. Halliday // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1992. – Vol. 113, Iss. 3. – P. 397–409.
143. Nance, W.B. Rare earth element patterns and crustal evolution – In. Australia post–Archean sedimentary rocks / Nance W.B., Taylor S.R. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1976. – Vol. 40, Iss. 12. – P. 1539–1545.
144. Nesbitt, H.W. Prediction of some weathering trend of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration / H.W. Nesbitt, G.M. Young // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1984. – Vol. 48, Iss. 7. – P. 1523–1534.
145. Nikitina, L.P. Detailed study of garnet–biotite geothermometer (to the development of correlated system of geological thermometers and barometers) / L.P. Nikitina // *Proceeding of the USSR Mineralogical Society*. – 1991. – Vol. 120, № 1. – P. 18–31.
146. O’Brien, P.J. Asymmetric zoning profiles in garnet from HP to HT granulite and implications for volume and grain–boundary diffusion / P.J. O’Brien // *Mineralogical Magazine*. – 1999. – Vol. 63, № 2. – P. 227–238.
147. Parrish, R.R. U–Pb dating of monazite and its applications to geological problems / R.R. Parrish // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1990. – Vol. 27, Iss. 11. – P. 1431–1450.
148. Pattison, D.R.M. Petrogenetic significance of orthopyroxene–free garnet + clinopyroxene + plagioclase ± quartz–bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies / D.R.M. Pattison // *Journal of Metamorphic Geology*.

– 2003. – V. 21. P. 21–34.

149. Pattison, D.R.M. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implication for geothermometry / D.R.M. Pattison, N. J. Begin // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1994. – Vol. 12. – P. 387–410.

150. Perchuk, A.L. Diffusion of divalent cations in garnet: multi-couple experiments / A.L. Perchuk, M. Burchard, H.–P. Schertl [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2009. – Vol. 157, № 5. – P. 573–592.

151. Perchuk L. L. Comparative petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and Lapland (Fennoscandia) high-grade terrains / L. L. Perchuk, T. V. Gerya, D. D. van Reenen [et al.] // *Mineralogy and Petrology*. – 2000. – Vol. 69. – P. 69–107.

152. Perchuk, L.L. Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic regimes for rocks of the Major Caucasian range and Western Carpathian / L.L. Perchuk, I.V. Lavrent'eva, A.R. Kotelnikov, I. Petrik // *Geologicky Zbornik–Geologica Carpatika*. – 1984. – Vol. 35, № 1. – P. 105–155.

153. Pettijohn, F.J. Sand and Sandstone / F.J. Pettijohn, P.E. Potter, R. Siever. – New York.: Springer, 1972. – 618 p.

154. Powell, R. On thermobarometry / R. Powell, T.J.B. Holland // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2008. – Vol. 26, № 2. – P. 155–179.

155. Powell, R. The thermodynamics of pyroxene geotherms/ R. Powell // *Philosophical Transactions of the Royal Society*. – London. – Series – 1978. № 288. – P. 457–469.

156. Powell, R., Holland T.J.B. Optimal geothermometry and geobarometry/ R. Powell, T.J.B. Holland // *American Mineralogist*. – 1994. – Vol. 79. – P. 120–133.

157. PTQ_comb // Доливо–Добровольский Дмитрий. Личные веб–страницы: сайт. URL: <http://dimadd.ru/ru/Programs/ptqcomb> (дата обращения: 11.04.2016)

158. PTQuick // Доливо–Добровольский Дмитрий. Личные веб–страницы: сайт. URL: <http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick> (дата обращения: 16.08.2016)

159. Richard, P. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer: an application to oceanic basalts / P. Richard P, N. Shimizu, C.J. Allegre // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1976. –

Vol. 31, Iss. 2. – P. 269–278.

160. Roser, B.P. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major–element data / B.P. Roser, R.J. Korsch // *Chemical Geology*. – 1988. – Vol. 67, Iss. 1–2. – P. 119–139.

161. Rubatto, D. Timescale of crustal melting in the Higher Himalayan Crystallines (Sikkim, Eastern Himalaya) inferred from trace element–constrained monazite and zircon chronology / D. Rubatto, S. Chakraborty, S. Dasgupta // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2012. – № 165. – P. 349–372.

162. Sánchez–Pastor, N. Epitaxial growth of celestite on barite (001) face at a molecular scale / N. Sánchez–Pastor, C.M. Pina, J.M. Astilleros [et al.] // *Surface Science*. – 2005. – Vol. 581, № 2/3. – P. 225–235.

163. Santosh, M. Role of CO₂ in Granulite Petrogenesis: Evidence from Fluid Inclusions / M. Santosh // *Journal of Geosciences, Osaka City University*. – 1991. – Vol. 34, Iss. 1. – P. 1–53.

164. Savko, K.A. The early Precambrian metamorphic events in eastern Sarmatia / K.A. Savko, A.V. Samsonov, A.B. Kotov [et al.] // *Precambrian Research*. – 2018. – Vol. 311. – P. 123.

165. Shcherbak, N.P. Age and evolution of the Early Precambrian continental crust of the Ukrainian Shield / N.P. Shcherbak, E.N. Bartnitsky, E.V. Bibikova, V.L. Boiko // *Archaean Geochemistry. The Origin and Evolution of the Archaean Continental Crust*. / Eds. A. Kröner, G.N. Hanson, A.M. Goodwin. – Springer, 1984. – P. 235–250.

166. Shchipansky, A.A. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr–Donets Aulacogen / A.A. Shchipansky, S.V. Bogdanova // *Tectonophysics*. – 1996 Vol. 268. – P. 109–125.

167. Sidman, D. J. Crystallographic–Preferred Orientation vs. Shape–Preferred Orientation of Mineral Inclusions in Garnet / D.J. Sidman, D.L. Whitney, P.B. Davis // *American Geophysical Union: Fall Meeting 2003*, abstract id. V12I–06

168. Spaggiari, C.V. Proterozoic deformation in the north–west of the Archaean Yilgarn Craton, Western Australia / C.V. Spaggiari, J.–A. Wartho, S.A. Wilde //

Precambrian Research. – 2008. – Vol. 162. – P. 354–384.

169. Spear, F.S. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks / F.S. Spear, J.M. Pyle // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2002. – Vol. 48. – P. 293–335.

170. Spear, F.S. Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA / F.S. Spear, C.G. Daniel // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2001. – Vol. 19, Iss. 2. – P. 179–195.

171. Spear, F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths / F.S. Spear. – Washington, D.C.: Mineralogical Society of America, 1993. – 799 p.

172. Spear, F.S. Monazite–allanite phase relations in metapelites / F.S. Spear // *Chemical Geology*. – 2010. – № 279. – P. 55–62.

173. Spear, F.S. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling / F.S. Spear // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1991. – Vol. 9, Iss. 4. – P. 379–388.

174. Spear, F.S. Quantitative P–T path from zoned minerals; theory and tectonic applications / F.S. Spear, J. Selverstone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1983. – Vol. 83, Iss. 3. – P. 348–357.

175. Spear, F.S. Theoretical modeling of monazite growth in a low–Ca metapelite / F.S. Spear, J.M. Pyle // *Chemical Geology*. – 2010. – Vol.273, № 1/2. – P. 111–119.

176. Sun, S. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S. Sun, W.F. McDonough // *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication. – 1989. – Vol. 42. – P. 313–345.

177. Thompson, A.B. Mineral reactions in pelitic rocks. II Calculations of some P–T–X (Fe–Mg) phase relations / A.B. Thompson // *American Journal of Science*. – 1976. – Vol. 276, № 4. – P. 425–454.

178. Tirone, M. Garnet compositions as recorders of P–T–t history of metamorphic rocks / M. Tirone, J. Ganguly // *Gondwana Research*. – 2010. – Vol.18, № 1. – P. 138–146.

179. Touret, J. Le Facies granulite en Norvege Meridionale. I: Les associations minéralogiques / J. Touret // *Lithos*. – 1971. – № 4. P. 423–436.

180. Vance, D. Isotopic chronometry of zoned garnets: growth kinetics and

- metamorphic histories / D. Vance, R.K. O'Nions // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1990. – Vol. 97, Iss. 3–4. – P. 227–240.
181. Voigt, R. Das System Fe₂O₃–H₂O unter hohen Drücken / R. Voigt, G. Will // *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*. – 1981. – Vol. 2. – P. 89–96.
182. Wang, L. Mineral inclusions in pyrope crystals from Garnet Ridge, Arizona, USA: implications for processes in the upper mantle / L. Wang, E.J. Essene, Y. Zhang // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – Vol. 135, № 2/3. – P. 164–178.
183. Watson, E.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / E.B. Watson, D.A. Wark, J.B. Thomas // *Contributions to mineralogy and petrology*. – 2006. – Vol. 151, Iss. 4. – P. 413–433.
184. Williams, I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe / I.S. Williams // *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. – USA, 1998. – *Reviews in Economic Geology*, Vol. 7. – P. 1–35.
185. Williams, M.L. Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis / M.L. Williams, M.J. Jercinovic // *Journal of Structural Geology*. – 2002. – Vol. 24, № 6/7. – P. 1013–1028.
186. Williams, M.L. Tectonic interpretation of metamorphic tectonites: integrating compositional mapping, microstructural analysis and in situ monazite dating / M.L. Williams, M.J. Jercinovic // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2012. – Vol. 30, № 7. – P. 739–752.
187. Wu, C.-M. Empirical Garnet-Biotite-Plagioclase-Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites / C.-M. Wu, J. Zhang, L.-D. Ren // *Journal of Petrology*. – 2004. – Vol. 45, № 9. – P. 1907–1921.
188. Wu, C.-M. Empirical Garnet–Biotite–Plagioclase–Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium– to High–Grade Metapelites / C.-M. Wu, J. Zhang, L.-D. Ren // *Journal of Petrology*. – 2004. – Vol. 45, № 9. – P. 1907–1921.
189. **Yurchenko, A.V.** Archaean and Palaeoproterozoic metamorphic events in the Orekhov–Pavlograd compressional zone, Ukrainian Shield / A.V. Yurchenko // *Geophysical Research Abstracts*. – 2012. – Vol. 14. – EGU2012–11.

190. **Yurchenko, A.V.** Regularly oriented goethite inclusions in garnets from granulites / A.V. Yurchenko, S.K. Baltybaev // *Granulites&Granulites: abstracts.* – 2013 – Hyderabad. – 2013. P. 68.
191. Zhang, R.Y. Exsolution lamellae in minerals from ultrahigh–pressure rocks / R.Y. Zhang, J.G. Liou // *International Geology Review.* – 1999. – Vol. 41, № 11. – P. 981–993.
192. Zhang, R.Y. Titanium solubility in coexisting garnet and clinopyroxene at very high pressure: the significance of exsolved rutile in garnet / R.Y. Zhang, S.M. Zhai, Y.W. Fei, J.G. Liou // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2003. – Vol. 216, № 4. – P. 591–601.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Химические составы и минеральные ассоциации пород Васильковского участка ОПЗ

Таблица А.1 – Химический состав пород Васильковского участка ОПЗ

образец	UR 26	UR 34-09	UR 116-1	UR 1	UR 1/4	UR 9	UR 8	UR 8/3-09	15/335
порода	кварциты							железистые кварциты	
SiO ₂	98.10	94.80	97.20	94.65	95.03	97.83	98.20	67.30	43.70
TiO ₂	0.01	0.03	0.07	0.04	0.02	0.03	0.13	0.37	0.73
Al ₂ O ₃	0.64	1.37	0.52	0.66	0.57	0.57	0.32	8.43	8.25
FeO*	0.77	2.71	0.90	3.12	3.43	0.47	0.92	18.60	21.36
MnO	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	<0.01	0.13	0.00
MgO	0.05	0.07	0.18	0.33	0.44	0.27	0.10	1.64	1.21
CaO	0.03	0.30	0.49	0.28	0.11	0.27	0.18	1.98	3.94
Na ₂ O	0.05	0.12	0.00	0.03	0.03	0.05	0.00	0.11	2.08
K ₂ O	0.19	0.13	0.23	0.03	0.05	0.05	0.22	0.36	2.20
P ₂ O ₅	0.05	0.05	<0.05	0.19	0.09	0.11	<0.05	0.11	0.07
H ₂ O	–	–	–	0.08	0.06	0.09	–	–	–
ППП	0.35	0.1	0.171	0.77	0.33	0.24	–	0.52	11.04
сумма	99.8	99.6	99.8	100.2	100.22	100.2	100	99.5	94.584
V	9.35	11.00	10.70	7.60	9.52	<5	9.50	68.60	–
Cr	41.50	25.80	27.70	15.10	16.50	16.30	16.50	67.50	–
Co	1.38	2.96	1.77	–	2.27	1.28	2.27	8.17	–
Ni	21.40	16.80	21.50	–	8.21	8.24	8.21	27.40	–
Rb	2.43	2.16	16.10	–	13.00	<2	13.00	19.10	–
Sr	6.93	4.07	3.03	–	1.98	3.59	1.98	14.30	–
Y	1.86	5.58	0.66	–	0.35	0.47	0.35	14.30	–
Zr	53.70	47.40	93.90	–	28.00	30.00	28.00	80.60	–
Nb	0.95	0.69	1.58	–	1.54	<0.5	1.54	4.41	–
Ba	40.90	27.00	29.20	–	37.40	28.10	37.40	83.80	–
La	5.93	1.78	–	0.89	0.32	1.52	0.32	20.00	–
Ce	10.30	3.72	–	1.59	0.67	2.51	0.67	41.30	–
Pr	1.15	0.42	–	0.17	0.07	0.26	0.07	4.46	–
Nd	3.86	1.92	–	0.71	0.26	0.66	0.26	17.30	–
Sm	0.67	0.53	–	0.28	0.05	0.12	0.05	3.69	–
Eu	0.08	0.06	–	0.04	0.03	0.02	0.03	0.70	–
Gd	0.55	0.61	–	0.44	0.04	0.13	0.04	3.07	–
Tb	0.07	0.13	–	0.13	0.01	0.01	0.01	0.52	–
Dy	0.34	0.85	–	0.86	0.04	0.07	0.04	2.64	–
Ho	0.06	0.18	–	0.25	0.01	0.02	0.01	0.59	–
Er	0.19	0.52	–	0.78	0.03	0.03	0.03	1.54	–
Tm	0.02	0.06	–	0.12	0.01	0.01	0.01	0.23	–
Yb	0.15	0.34	–	0.88	0.02	0.04	0.02	1.80	–
Lu	0.03	0.06	–	0.14	<0.005	0.01	<0.01	0.21	–
Hf	1.48	1.16	2.62	0.64	0.75	0.84	0.75	2.34	–
Th	1.92	0.97	0.24	0.33	0.15	0.35	0.15	8.38	–
U	–	0.32	0.32	0.22	–	0.24	0.11	2.19	–
Mg#	0.10	0.04	0.26	0.16	0.19	0.51	0.17	0.14	0.09

Примечание: содержание петрогенных в масс. %,редких элементов в ppm

Продолжение таблицы А.1

образец	UR 30-09	UR 30/1	UR 30/3-09	UR 32-09	UR 11	UR 30-1-2011	UR 30-2-2011	UR 32/1-09
порода	двупироксеновые кристаллосланцы				гранат-двупироксеновый кристаллосланец		амфиболит с Grt	амфиболит с Орх
SiO ₂	47.10	50.40	48.80	48.80	46.70	51.20	44.90	45.30
TiO ₂	0.45	0.50	0.43	0.47	1.78	0.27	0.62	0.39
Al ₂ O ₃	14.40	15.80	13.90	14.50	13.40	16.90	17.90	13.10
FeO*	11.70	11.00	12.30	11.80	18.10	10.70	12.90	11.20
MnO	0.20	0.17	0.18	0.16	0.22	0.19	0.29	0.18
MgO	9.33	10.20	11.10	10.40	6.82	8.20	10.60	10.20
CaO	14.70	9.38	10.90	11.70	10.10	8.40	10.60	17.20
Na ₂ O	1.26	1.77	1.84	1.60	2.16	2.62	1.13	0.79
K ₂ O	0.24	0.43	0.23	0.22	0.71	0.25	0.56	0.15
P ₂ O ₅	0.05	<0.05	0.05	0.05	0.19	<0.05	<0.05	0.05
H ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–
ППП	0.43	0.80	0.14	0.19	–	1.22	0.31	1.33
сумма	99.9	99.9	99.8	99.9	100	99.9	99.9	99.9
V	229	–	220	240	336	156	275	194
Cr	306	–	407	303	100	161	345	287
Co	39.70	–	43.10	42.50	55.20	38.50	57.90	34.50
Ni	101	–	116	100	38	79	132	82
Rb	2.00	–	2.00	2.00	5.17	<2	3.41	2.00
Sr	44.30	–	75.50	60.60	108.00	70.80	43.80	54.90
Y	13.40	–	11.00	12.20	36.20	7.96	19.40	10.20
Zr	21.40	–	19.10	18.90	114.00	9.80	32.50	20.60
Nb	0.78	–	1.16	1.05	8.35	0.69	1.18	18.50
Ba	17.30	–	39.9	25.8	163.0	40.3	39.0	54.4
La	1.05	–	1.19	1.18	10.10	1.68	1.46	1.28
Ce	2.83	–	3.01	3.10	25.50	3.64	4.04	2.98
Pr	0.41	–	0.42	0.46	3.33	0.51	0.61	0.45
Nd	2.60	–	2.34	2.65	15.10	2.31	3.66	2.04
Sm	0.82	–	0.79	0.92	4.05	0.81	1.41	0.77
Eu	0.30	–	0.36	0.37	1.42	0.39	0.49	0.32
Gd	1.11	–	1.07	1.15	5.17	0.89	1.86	1.01
Tb	0.26	–	0.21	0.26	0.91	0.20	0.39	0.25
Dy	1.70	–	1.50	1.92	6.26	1.24	3.00	1.64
Ho	0.45	–	0.36	0.44	1.41	0.31	0.70	0.35
Er	1.38	–	1.26	1.39	3.79	0.92	2.29	1.13
Tm	0.21	–	0.19	0.18	0.58	0.14	0.31	0.17
Yb	1.43	–	1.37	1.51	3.69	0.95	2.18	1.13
Lu	0.20	–	0.19	0.23	0.58	0.14	0.36	0.17
Hf	0.68	–	0.77	0.56	3.14	0.34	0.95	0.62
Th	0.10	–	0.10	0.10	0.49	<0.1	<0.1	0.27
U	0.10	–	0.10	0.10	0.24	<0.1	<0.1	0.45
Mg#	0.59	0.62	0.62	0.61	0.34	0.58	0.59	0.62

Продолжение таблицы А.1

образец	UR 111	UR 120	99-163	163-06	UR 5	UR 6/2	UR 11/2-09	15532	UR 117-1	99-156	UR 2-2011	UR 2
порода	Вт гнейс		Мегатоналит						Grt-Bt гнейс			
SiO ₂	75.40	71.50	68.80	69.10	70.10	65.90	70.40	68.10	68.70	69.06	71.30	71.80
TiO ₂	0.02	0.61	0.66	0.49	0.44	0.59	0.32	0.48	0.41	0.52	0.27	0.29
Al ₂ O ₃	14.00	13.00	14.85	15.20	15.20	16.50	14.90	14.36	16.00	14.06	15.30	15.10
FeO*	0.76	5.28	3.45	3.83	3.40	4.80	1.78	3.84	3.50	5.15	2.80	2.48
MnO	0.01	0.06	0.05	0.06	0.03	0.04	0.01	0.15	0.03	0.02	0.03	0.02
MgO	0.07	2.25	1.36	0.90	0.85	1.41	1.06	2.80	1.05	1.35	0.78	0.59
CaO	1.69	1.90	4.95	3.24	2.49	3.35	1.38	2.92	3.15	3.37	2.82	2.16
Na ₂ O	3.55	2.62	4.70	4.00	4.44	4.35	3.04	4.02	4.78	4.60	4.21	3.88
K ₂ O	4.08	2.12	1.90	1.85	2.39	2.37	5.87	2.08	1.65	1.20	2.07	3.40
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	0.18	0.08	0.11	0.32	0.09	0.14	0.12	0.10	0.12	0.10
H ₂ O	–	–	0.01	–	–	–	–	–	–	0.14	–	0.16
ППП	0.40	0.50	0.76	0.39	0.40	0.24	0.33	0.50	0.56	0.38	0.18	0.59
сумма	100	99.8	99.7	99.6	99.9	99.9	99.2	99.84	100	100.38	99.9	99.9
V	8.21	82.7	50	50	40.2	61.1	17	–	31.1	57	19.5	14
Cr	19.7	191	42	21	22	28.5	14.2	–	21.6	18	14.8	15
Co	1.49	13.8	9	10	6.97	11.1	4.81	–	6.81	12	4.3	4
Ni	13.7	39.1	8	9	37.3	15.4	18.3	–	24.8	11	13.9	12
Rb	75.6	65.2	51	66	52.8	77	112	–	70.5	78	52.7	71
Sr	193	127	330	335	221	315	317	–	380	410	300	285
Y	4.33	17.6	12	17	8.44	15.8	2.25	–	4.87	10	9.85	7.2
Zr	21.1	261	397	383	177	432	199	–	181	247	361	341
Nb	0.62	6.41	11	10.6	9.74	15.1	3.24	–	4.51	10.5	5	40.8
Ba	753	712	1140	1500	817	1410	2770	–	417	702	733	1110
La	–	51.1	71.5	141	37.6	192	57.8	–	35.1	48.7	121	88.6
Ce	–	101	119	228	60.6	315	96.6	–	55.9	83	189	134
Pr	–	10.3	11.2	22.1	5.87	30	9.1	–	5.31	8.2	17.6	12.5
Nd	–	35.6	35	70.3	19	100	31.3	–	17.6	26.6	56.3	40.8
Sm	–	5.54	5.1	9.88	3.29	15.2	3.73	–	2.83	4.02	7.65	5.8
Eu	–	1.17	1.28	1.58	0.85	1.88	1.24	–	0.88	0.92	1.23	0.95
Gd	–	4.3	4.6	7.73	2.8	11.2	2.2	–	1.9	3.3	4.98	3.79
Tb	–	0.57	0.55	0.95	0.38	1.4	0.26	–	0.25	0.44	0.63	0.43
Dy	–	2.96	2.7	3.97	1.74	4.99	0.71	–	1.09	1.88	2.36	1.67
Ho	–	0.65	0.4	0.66	0.3	0.6	0.081	–	0.18	0.35	0.38	0.27
Er	–	2	1	1.59	0.73	1.29	0.19	–	0.49	0.83	0.8	0.62
Tm	–	0.3	0.13	0.2	0.11	0.11	0.026	–	0.071	0.11	0.11	0.08
Yb	–	1.87	0.8	1.39	0.62	0.69	0.15	–	0.47	0.79	0.79	0.57
Lu	–	0.33	0.12	0.22	0.096	0.085	0.032	–	0.076	0.11	0.13	0.09
Hf	0.71	7.03	9	9.02	4.88	10.8	5.18	–	4.5	6.38	8.97	–
Th	2.3	15.3	21	58	14.8	90.9	24.1	–	5.61	17.7	52.7	50.4
U	<0.1	1.85	1.1	1.3	0.59	–	1.09	–	0.56	1.12	2.13	1.88
Mg#	0.14	0.43	0.41	0.30	0.30	0.34	0.52	0.57	0.35	0.32	0.33	0.31

Продолжение таблицы А.1

образец	UR 36-2011	UR 117-2	UR 33	UR 34/1-09	UR 8/9	UR 8/2	UR 32/3	UR 32-4	UR 121
порода	лейкосома с Grt		Grt-Bt сланец		Grt-Bt гнейс		Grt-Bt-Crd-Sil гнейс	Crd-Grt-Sil гнейс	Bt-Grt-Sil гнейс
SiO ₂	73.40	71.70	64.70	62.10	68.70	65.10	50.30	49.50	37.10
TiO ₂	0.02	0.05	0.45	0.62	0.52	0.54	0.72	1.30	2.22
Al ₂ O ₃	14.70	15.50	13.30	14.90	13.40	13.10	24.30	34.30	37.90
FeO*	1.51	2.50	12.70	13.00	10.20	14.50	11.80	5.59	8.53
MnO	0.03	0.05	0.07	0.07	0.04	0.07	0.12	0.04	0.03
MgO	0.40	0.28	2.40	1.26	2.26	2.57	6.98	3.58	7.06
CaO	1.26	2.30	1.37	0.91	0.28	0.38	1.40	1.02	0.43
Na ₂ O	3.81	3.99	0.90	0.57	0.00	0.00	0.80	0.80	0.18
K ₂ O	4.65	3.36	1.60	2.85	2.85	2.70	2.33	2.14	4.50
P ₂ O ₅	0.06	<0.05	0.05	0.05	<0.05	<0.05	0.14	<0.05	<0.05
H ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ППП	0.12	0.16	2.38	3.32	0.23	1.55	1.13	1.43	1.69
сумма	99.9	99.9	99.9	99.6	99.9	99.9	99.9	99.7	99.6
V	7.99	11.8	67.1	86.6	73.1	–	186	252	476
Cr	13.9	16.5	72.6	72.1	97.3	–	381	444	1020
Co	1.75	2.59	6.69	4.3	8.78	–	51	33.2	68.2
Ni	11.2	12	21.2	21.8	17.8	–	214	152	306
Rb	97.3	66.5	83.1	78.5	115	–	108	94.2	211
Sr	259	314	113	73.6	50.1	–	49.8	43.1	8.94
Y	4.31	8.13	13.2	16	17	–	33.9	10.7	4.24
Zr	113	244	128	117	93.8	–	94.6	213	536
Nb	0.62	0.73	6.06	7.65	7.21	–	12.2	14.4	28.7
Ba	1020	971	560	596	1100	–	739	1020	1260
La	39.7	76.9	34.6	80.9	–	–	35	16.5	–
Ce	69.1	135	59.4	146	–	–	65.2	29.1	–
Pr	6.77	13.2	6.15	9.64	–	–	7.54	3	–
Nd	23.9	44.2	22.4	34.3	–	–	28.1	11.2	–
Sm	3.98	7.44	4.17	4.87	–	–	6.34	2.28	–
Eu	0.6	0.94	0.86	1.03	–	–	1.13	0.58	–
Gd	2.68	5.06	3.84	3.78	–	–	6.35	2.07	–
Tb	0.29	0.63	0.54	0.49	–	–	1.01	0.31	–
Dy	1.1	2.31	2.56	2.46	–	–	6.28	2.07	–
Ho	0.15	0.3	0.42	0.53	–	–	1.14	0.47	–
Er	0.3	0.73	1.33	1.63	–	–	3.62	1.51	–
Tm	0.03	0.083	0.2	0.22	–	–	0.55	0.22	–
Yb	0.25	0.49	1.25	1.41	–	–	3.65	1.38	–
Lu	0.044	0.082	0.17	0.24	–	–	0.57	0.22	–
Hf	3.33	7.54	3.28	3.28	2.83	–	2.56	5.46	15.7
Th	33.1	37	13.5	17	11.5	–	13.9	7.21	0.31
U	2.61	1.17	–	3.2	1.71	–	2.77	0.8	0.73
Mg#	0.32	0.17	0.25	0.15	0.28	0.24	0.51	0.53	0.60

Продолжение таблицы А.1

образец	UR 30-2а	UR 7/1	UR 5/1	UR 5/2	UR 6/3	UR 26/1-0	UR 27-2011	UR 113
порода	амфиболиты				граниты			
SiO ₂	49.30	46.50	46.72	45.18	72.30	73.00	73.30	74.60
TiO ₂	0.54	0.42	3.12	4.02	0.21	0.01	0.16	0.01
Al ₂ O ₃	15.70	14.50	12.06	11.36	14.80	15.30	14.10	14.10
FeO*	9.55	10.80	19.21	19.03	2.40	0.52	1.77	0.82
MnO	0.17	0.19	0.16	0.19	0.02	0.01	0.02	0.01
MgO	9.90	11.30	5.38	5.82	0.52	0.32	0.30	0.11
CaO	12.50	13.30	7.03	6.64	2.07	1.48	1.11	1.65
Na ₂ O	1.69	1.59	1.85	1.68	3.80	3.75	3.05	3.45
K ₂ O	0.29	0.70	1.10	0.86	3.20	4.81	5.87	4.59
P ₂ O ₅	<0.05	–	0.33	0.38	0.10	0.05	<0.05	<0.05
H ₂ O	–	–	0.45	0.81	–	–	–	–
ППП	0.24	0.57	2.02	2.68	0.37	0.33	0.17	0.22
сумма	99.9	99.9	100.29	99.57	99.9	99.5	99.9	99.6
V	287	179	225	216	21.8	3.77	8.43	7.13
Cr	332	657	48	82	19.7	13.8	13	12.6
Co	46.60	47.50	54.80	57.50	4.33	1.34	2.17	1.34
Ni	118	71	50	61	11.3	15.2	12.3	11
Rb	<2	3.27	21.20	9.13	67.4	83.6	169	77.5
Sr	59.80	82.60	224.00	215.00	300	167	114	245
Y	13.50	22.80	8.40	27.80	6.12	3.76	23.6	3.72
Zr	22.20	18.20	229.00	245.00	219	12.1	132	120
Nb	0.76	1.12	44.90	42.80	4.69	0.74	5.16	0.5
Ba	21.9	137.0	211.0	157.0	2090	1100	1280	2670
La	1.17	1.46	37.40	37.30	110	6.15	81.7	–
Ce	2.99	3.24	92.00	83.40	172	9.06	151	–
Pr	0.49	0.42	12.00	10.70	16.6	0.86	15.7	–
Nd	2.95	2.27	46.70	41.60	55.1	3.46	55.6	–
Sm	1.01	0.72	8.75	7.46	7.1	0.92	11.4	–
Eu	0.45	0.46	2.33	2.06	1.48	0.91	0.94	–
Gd	1.25	1.09	8.74	6.38	5.24	0.78	9.31	–
Tb	0.29	0.20	1.09	0.93	0.61	0.13	1.31	–
Dy	2.12	1.46	5.74	4.96	2.13	0.73	6.1	–
Ho	0.53	0.26	1.12	0.86	0.25	0.13	1.03	–
Er	1.59	0.86	2.87	2.21	0.48	0.35	2.34	–
Tm	0.25	0.12	0.38	0.34	0.056	0.044	0.24	–
Yb	1.53	0.83	2.39	1.96	0.21	0.3	1.35	–
Lu	0.23	0.14	0.36	0.33	0.036	0.041	0.19	–
Hf	0.67	0.53	5.29	5.55	5.58	0.54	4.33	5.21
Th	<0.1	0.40	2.73	4.58	46	0.5	52.7	13
U	<0.1	0.36	1.44	1.21	–	0.13	4.84	0.94
Mg#	0.65	0.65	0.32	0.23	0.28	0.52	0.23	0.19

Примечание – FeO* – общее Fe (FeO + Fe₂O₃). ППП - потери при прокаливании.

Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺), “–” – неопределено содержание.

Таблица А.2 – Типы пород Васильковского участка ОПЗ и их минеральные ассоциации

образец	название породы	минеральная ассоциация
UR 121	Bt-Grт-Sil гнейс	Grт+Bt+Crd+Pl+Kfs+Sil+Ilm+Zrn+Mag+Mnz+Ap
UR 32-4	Crd-Grт-Sil гнейс	Bt+Grт+Pl+Kfs+Crd+Qtz+Sill+Zrn+Mnz+рудный
99-156	Grт-Bt гнейс	Pl+Kfs+Qtz+Bt+Grт+Mag+Ap Bt+Grт(2 типа)+Pl+Kfs+Qtz+Crd+Sil+Ap+ Ru+Zr+Mnz+Mag
UR 32/3	Grт-Bt-Crd-Sil гнейс	Opх+Amph+Pl+Qtz+рудные
UR 30-2а	амфиболит	Amph+Cpx+Opх+Qtz+Amf+Pl+Py
UR 7/1	амфиболит	Amph+Bt+Pl+Qtz+Rt+Ilm+Zrn+Ap+Py
UR 5/1	амфиболит	Amph+Bt+Pl+Qtz+Rt+Ap+рудный
UR 5/2	амфиболит	
UR 30-2-2011	амфиболит с Opх	Amph+Bt+Pl+Opх+Qtz+Mgt
UR 32/1-09	амфиболит с Grт	Amph+Grт+Opх+Pl+Bt+Ilm+Mag+Rt+Py+Spn
UR 111	биотитовый гнейс	Pl+Kfs+Qtz+Bt
UR 117-1	гранат-биотитовый гнейс	Grт+Bt+Pl+Kfs+Qtz+Mnz+Zrn
UR 120	гранат-биотитовый гнейс	Bt+Grт+Pl+Kfs+Qtz(две генерации)+Zrn
UR 2-2011	гранат-биотитовый гнейс	Bt+Grт(2 типа)+Pl+Kfs+Mag+Ap
UR 2	гранат-биотитовый гнейс	Bt+Grт+Pl+Kfs+Mag+Ap
UR 8/2	биотит-гранатовым гнейс	Grт+Bt+Kfs+Pl+Qtz+Sil+Ilm+рудные
UR 33	гранат-биотитовый сланец	Grт+Pl+Kfs+Bt+Qzt+Rt+Zrn
UR 34/1-09	гранат-биотит-плагноклазовый гнейс	Grт(2 типа)+Pl+Kfs+Bt+Qzt +Sil+Ilm+Rt+Zrn+Ap+гетит
UR 8/9	силлиманит-биотит-гранатовым гнейсом	Grт+Bt+Kfs+Sil+Qzt+Ap+Zrn+Mnz+рудный
UR 11	гранат-двупироксеновый кристаллосланец	Amph+Cpx+Opх+Grт+Pl+Qtz+Mag+Ilm
UR 30-1-2011	гранат-двупироксеновый кристаллосланец	Cpx+Opх+Amph+Pl+Qtz+Mag
UR 32/2-09	гранит	Pl+Kfs+Qtz
UR 6/3	гранит	Pl+Kfs+Qtz
UR 26/1	гранит	Pl+Kfs+Qtz
UR 27-2011	гранит	Pl+Kfs+Qtz
UR 113	гранит	Pl+Kfs+Qtz
UR 30-09	двупироксеновый кристаллосланец	Cpx+Opх+Amph+Pl+Qtz+Py+Mag+Grт+Bt
UR 30/1	двупироксеновый кристаллосланец	Cpx+Opх+Amph+Pl+Grт+Bt+Mgt+Rt+Ilm+Ap+Qtz
UR 30/3-09	двупироксеновый кристаллосланец	Cpx+Opх+Amph+Pl+Qtz
UR 32-09	двупироксеновый кристаллосланец	Cpx+Opх+Amph+Pl+Qtz
UR 8/3-09	железистый кварцит с Grт	Grт(2 типа)+Bt+Qzt+Mag+Zrn+Ilm
UR 34-09	кварцит	Qtz+Grт+Rt+Zrn
UR 116-1	кварцит	Qtz+Grт
UR 1	кварцит	Qtz+Ms
UR 1/4	кварцит	Qtz+Ms
UR 9	кварцит	Qtz
UR 8	кварцит	Qtz
UR 36-2011	лейкосома с гранатом	Bt+Grт+Pl+Kfs+Qtz+Zrn+Chl
UR 117-2	лейкосома с гранатом	Bt+Grт+Pl+KKfs+Qtz+Ap+Ilm+Mag+Zrn
UR 6/2	метатоналит	Pl+Kfs+Qtz+Bt+Chl+Zrn+Ap+рудные
UR 11/2-09	метатоналит	Pl+Kfs+Qtz+Bt
99-163	метатоналит	Pl+Kfs+Qtz+Bt+Grт
163-06	метатоналит	Pl+Kfs+Qtz+Bt+Grт+Mag+Ap
UR 5	метатоналит	Pl+Kfs+Qtz+Bt+Chl+Ap

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Содержание петрогенных элементов и кристаллохимические формулы в породообразующих минералах пород Васильковского участка ОПЗ

Таблица Б.1 – Представительные микрозондовые анализы и рассчитанные по ним кристаллохимические коэффициенты гранатов из метатоналита и гранат-биотитового гнейса по нему

образец	99-163					99-156							
	№ точки	25 ^г	26 ^с	27	28	29 ^г	12 ^г	11 ^с	10	9	4	15	2
SiO ₂	37.73	38.34	38.37	37.98	37.95	37.23	37.68	38.01	37.96	37.33	37.81	37.33	38.29
Al ₂ O ₃	21.45	21.63	21.26	21.77	21.73	21.55	20.98	21.08	21.38	20.95	21.73	21.46	21.01
FeO	29.87	28.36	29.26	29.20	29.72	32.84	32.28	32.17	32.42	33.66	32.40	32.86	32.07
MnO	2.78	2.77	2.63	2.56	2.40	1.64	1.56	1.71	1.55	1.57	1.46	1.66	1.80
MgO	4.02	3.92	4.20	4.08	4.11	4.35	4.52	4.41	4.14	4.29	4.05	4.16	4.23
CaO	4.15	4.98	4.17	4.41	4.09	2.39	3.00	2.62	2.55	2.21	2.55	2.53	2.61
сумма	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.02	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.01
Si	2.99	3.03	3.04	3.01	3.01	2.96	2.99	3.02	3.02	2.98	3.01	2.97	3.05
Al	2.01	2.02	1.99	2.03	2.03	2.02	1.96	1.98	2.01	1.97	2.04	2.01	1.97
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.04	0.00
Fe ²⁺	1.98	1.96	2.02	1.98	2.01	2.13	2.10	2.16	2.21	2.17	2.21	2.15	2.20
Mn	0.19	0.19	0.18	0.17	0.16	0.11	0.10	0.12	0.10	0.11	0.10	0.11	0.12
Mg	0.48	0.46	0.50	0.48	0.49	0.52	0.54	0.52	0.49	0.51	0.48	0.49	0.50
Ca	0.35	0.42	0.35	0.37	0.35	0.20	0.26	0.22	0.22	0.19	0.22	0.22	0.22
сумма	8.00	8.09	8.07	8.05	8.04	8.00	8.00	8.02	8.05	8.00	8.06	8.00	8.07
Prp	16	15	16	16	16	17	18	17	16	17	16	17	16
Alm	66	65	66	66	67	72	70	72	73	73	74	72	72
Sps	6	6	6	6	5	4	4	4	3	4	3	4	4
Grs	12	15	12	13	12	7	8	7	7	6	7	7	8
F	81	81	80	80	81	81	80	81	82	81	82	81	81

Примечание – $F = \text{Fe}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}) * 100 \%$. Содержание главных элементов, здесь и далее для таблиц, представлено в мас. %, содержание миналов – в молекулярных %. Здесь и далее в таблицах: с – центр, г – край.

Продолжение таблицы Б.1

образец	UR 2																	
№ точки	1 ^r	2	3	5	6 ^c	7	8	9	10	11	12	13	14	16 ^c	17	18	20	22 ^r
SiO ₂	37.40	37.57	37.37	37.78	37.61	37.94	37.63	37.85	37.59	37.66	37.54	38.12	37.92	37.93	38.11	37.95	37.69	37.73
Al ₂ O ₃	21.79	21.66	21.32	21.61	21.53	21.31	21.56	21.70	21.51	21.83	21.87	21.25	21.56	21.17	21.57	21.96	21.45	21.68
FeO	32.64	32.29	32.75	31.96	31.92	32.15	32.22	32.27	32.37	32.46	32.15	31.95	31.98	31.72	31.81	31.52	32.32	32.04
MnO	0.55	0.46	0.52	0.57	0.53	0.59	0.55	0.47	0.54	0.58	0.48	0.50	0.47	0.54	0.48	0.57	0.49	0.54
MgO	5.59	5.63	5.93	5.74	5.73	5.86	6.03	6.07	6.21	5.81	6.24	6.03	6.23	5.94	6.32	6.30	5.96	6.30
CaO	2.02	2.39	2.11	2.34	2.68	2.15	2.00	1.63	1.78	1.66	1.71	2.16	1.84	2.70	1.72	1.70	2.08	1.69
сумма	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	99.99	100.00	100.0	99.99	100.0	100.00	100.00	100.01	100.00	99.99	99.98
Si	2.95	2.97	2.95	2.98	2.97	2.99	2.97	2.98	2.96	2.97	2.95	3.00	2.98	2.99	3.00	2.98	2.97	2.97
Al	2.03	2.01	1.98	2.01	2.00	1.98	2.00	2.01	2.00	2.03	2.03	1.97	2.00	1.97	2.00	2.03	1.99	2.01
Fe ³⁺	0.06	0.06	0.12	0.04	0.07	0.03	0.07	0.02	0.08	0.03	0.07	0.02	0.03	0.06	0.01	0.00	0.06	0.05
Fe ²⁺	2.09	2.07	2.04	2.07	2.03	2.08	2.05	2.10	2.05	2.11	2.05	2.08	2.07	2.03	2.08	2.06	2.06	2.05
Mn	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04
Mg	0.66	0.66	0.70	0.67	0.67	0.69	0.71	0.71	0.73	0.68	0.73	0.71	0.73	0.70	0.74	0.74	0.70	0.74
Ca	0.17	0.20	0.18	0.20	0.23	0.18	0.17	0.14	0.15	0.14	0.14	0.18	0.16	0.23	0.15	0.14	0.18	0.14
сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Prp	22	22	24	23	23	23	24	24	25	23	25	24	24	23	25	25	24	25
Alm	71	70	69	69	68	70	69	70	69	71	69	69	69	68	69	69	69	69
Sps	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Grs	6	7	6	7	7	6	6	5	5	5	5	6	5	7	5	5	6	5
F	76	76	75	75	75	75	76	75	74	76	74	75	74	74	74	74	75	74

Таблица Б.2 – Представительные микрозондовые анализы и рассчитанные по ним кристаллохимические коэффициенты биотита из метатоналита и гранат-биотитового гнейса по нему

образц	99-163					99-156				UR 2							
№ точки	12	22	9 ^c	10 ^r	34 ^v	13	8 ^v	19	23	8	48	11	60 ^v	61 ^v	72 ^v	73 ³	74 ³
SiO ₂	37.92	37.34	37.35	37.53	38.12	37.86	38.44	37.70	38.32	37.02	37.32	37.78	40.46	39.3	38.79	40	40.26
TiO ₂	2.90	4.58	5.77	5.38	4.79	4.92	5.38	4.90	5.25	4.92	5.14	5.67	4.34	3.74	5.20	3.00	3.65
Al ₂ O ₃	16.27	15.74	15.85	16.29	16.21	15.54	16.79	16.33	15.63	17.15	17.28	17.22	18.96	17.5	17.19	18.2	17.81
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.13	–	–	–	–	–	–	–
FeO	21.12	21.63	21.14	20.69	17.62	20.58	18.39	20.91	21.59	18.96	17.18	18.62	13.13	14.1	13.15	11.80	11.95
MnO	–	–	0.13	0.09	0.07	0.23	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	10.91	9.70	10.00	10.27	12.36	10.39	10.97	9.74	9.05	11.11	12.52	10.19	13.59	15.2	15.13	16.8	15.97
CaO	0.09	–	–	–	0.12	0.23	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Na ₂ O	–	–	0.15	0.12	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.17
K ₂ O	10.62	10.93	9.17	9.06	10.57	10.25	10.04	10.15	10.16	10.60	10.56	10.53	9.52	10.2	10.54	10.2	10.19
сумма	99.83	99.92	100.01	99.96	99.86	100.00	100.01	99.73	100.00	99.89	100.00	100.01	100.00	99.99	100.00	99.98	100.00
Si	2.84	2.82	2.84	2.85	2.83	2.86	2.88	2.86	2.92	2.77	2.76	2.84	2.96	2.86	2.82	2.86	2.90
Ti	0.16	0.26	0.33	0.31	0.27	0.28	0.30	0.28	0.30	0.28	0.29	0.32	0.24	0.20	0.29	0.16	0.20
Al ^{Tot}	1.44	1.40	1.42	1.46	1.42	1.38	1.48	1.46	1.40	1.51	1.51	1.52	1.63	1.50	1.47	1.53	1.51
Al ^{iv}	1.16	1.18	1.16	1.15	1.17	1.14	1.12	1.14	1.08	1.23	1.24	1.16	1.04	1.14	1.18	1.14	1.10
Al ^{vi}	0.28	0.23	0.26	0.31	0.25	0.24	0.36	0.32	0.32	0.28	0.27	0.36	0.59	0.36	0.30	0.40	0.41
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	–	–	–	–	–	–	–
Fe	1.32	1.37	1.34	1.31	1.09	1.30	1.15	1.32	1.37	1.18	1.06	1.17	0.80	0.85	0.80	0.71	0.72
Mn	–	–	0.01	0.01	0.00	0.02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	1.22	1.09	1.13	1.16	1.37	1.17	1.22	1.10	1.03	1.24	1.38	1.14	1.48	1.64	1.64	1.80	1.71
Na	–	–	0.02	0.02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.02
K	1.01	1.05	0.89	0.88	1.00	0.99	0.96	0.98	0.99	1.01	1.00	1.01	0.89	0.95	0.98	0.94	0.94
F	52	56	54	53	44	53	48	55	57	49	43	51	35	34	33	28	30

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже порога чувствительности, с – центр, v – включение минерала в гранате, 3- поздний.

Таблица Б.3 – Представительные микронзондовые анализы и рассчитанные по ним кристаллохимические коэффициенты полевых шпатов из метатоналита и гранат-биотитового гнейса по нему

образец	99-163		99-156		UR 2		99-163		99-156		UR 2					
минерал	Kfs						Pl									
№ точки	13	18	18	21	4	50 ^v	15 ^v	9	6 ^v	14	55 ^v	56 ^v	62 ^v	67 ^v	85	52
SiO ₂	61.72	61.79	63.31	63.34	62.99	62.89	59.98	60.36	62.07	63.11	61.18	60.99	61.22	58.59	61.00	61.71
Al ₂ O ₃	19.96	20.21	20.05	19.76	19.96	19.73	25.41	25.60	24.00	24.22	24.79	24.77	24.65	26.45	24.72	24.49
FeO	–	–	0.09	–	–	–	0.06	–	0.06	–	0.22	0.08	0.06	0.47	0.07	0.15
CaO	–	–	–	–	–	–	6.48	5.90	5.17	5.15	4.85	5.44	5.54	6.74	5.48	4.83
BaO	2.63	2.38	1.64	1.69	0.77	0.91	–	–	0.16	–	–	–	–	–	–	–
Na ₂ O	0.29	0.51	0.20	0.17	1.07	0.55	7.73	7.76	8.20	7.19	8.46	8.40	8.26	7.32	8.32	8.27
K ₂ O	15.39	15.11	14.72	15.04	15.20	15.92	0.35	0.37	0.38	0.32	0.49	0.33	0.26	0.42	0.40	0.54
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.91	2.90	2.94	2.95	2.91	2.92	2.67	2.68	2.76	2.78	2.71	2.70	2.72	2.61	2.71	2.74
Al	1.11	1.12	1.10	1.08	1.09	1.08	1.33	1.34	1.26	1.26	1.30	1.29	1.29	1.39	1.29	1.28
Fe	–	–	0.00	–	–	–	0.00	–	0.00	–	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Ca	–	–	–	–	–	–	0.31	0.28	0.25	0.24	0.23	0.26	0.26	0.32	0.26	0.23
Ba	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	0.02	–	–	0.00	–	–	–	–	–	–	–
Na	0.03	0.05	0.02	0.02	0.10	0.05	0.67	0.67	0.71	0.61	0.73	0.72	0.71	0.63	0.72	0.71
K	0.92	0.90	0.87	0.89	0.90	0.94	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Ab	3	5	2	2	10	5	67	69	73	70	74	72	72	65	72	73
An	0	0	0	0	0	0	31	29	25	28	23	26	27	33	26	24
Or	92	91	95	95	89	93	2	2	2	2	3	2	1	2	2	3
Cls	5	4	3	3	1	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Таблица Б.4 – Представительные микронзондовые анализы и рассчитанные по ним кристаллохимические коэффициенты гранатов из гнейсов метаосадочного комплекса

проба	UR 120						UR 116-1					UR 115				
	28 ^r	29	31 ^c	32	33	34 ^r	6 ^r	7	8 ^c	3	4 ^r	7 ^r	8	10 ^c	12	13 ^r
SiO ₂	38.34	38.43	38.74	39.02	38.48	38.37	39.34	38.66	38.63	38.7	38.36	38.44	38.42	37.53	37.76	38.02
Al ₂ O ₃	22.61	22.19	21.85	22.47	22.19	22.13	22.3	22.58	22.66	22.44	22.1	21.88	21.83	22.5	22.03	21.58
FeO	29.28	29.20	29.06	27.91	29.03	29.80	28.8	29.05	29.06	29.32	30.58	31	30.58	30.85	31.16	31.57
MnO	0.37	0.44	0.32	0.29	0.44	0.51	–	–	–	–	–	0.05	0.18	0.09	0.14	0.15
MgO	8.34	8.42	8.15	8.28	7.99	8.06	8.39	8.51	8.47	8.53	7.77	7.37	7.45	7.49	7.44	7.52
CaO	1.07	1.32	1.87	2.03	1.86	1.12	1.16	1.21	1.18	1.01	1.19	1.26	1.54	1.53	1.47	1.16
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.97	2.98	3.00	3.02	2.99	2.98	3.04	2.99	2.99	2.99	2.98	3.00	3.00	2.92	2.95	2.97
Al	2.06	2.03	2.00	2.05	2.03	2.03	2.03	2.06	2.06	2.04	2.03	2.01	2.01	2.07	2.03	1.99
Fe ³⁺	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	0.00	0.00	0.09	0.08	0.07
Fe ²⁺	1.89	1.87	1.88	1.80	1.88	1.92	1.98	1.91	1.91	1.93	1.98	2.02	1.99	1.92	1.95	1.99
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.96	0.97	0.94	0.95	0.92	0.93	0.97	0.98	0.98	0.98	0.90	0.86	0.87	0.87	0.87	0.88
Ca	0.09	0.11	0.16	0.17	0.16	0.09	0.10	0.10	0.10	0.08	0.10	0.11	0.13	0.13	0.12	0.10
сумма	8.00	7.98	8.00	8.00	8.00	7.99	8.12	8.03	8.03	8.03	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Prp	32	33	31	32	31	31	32	33	33	33	30	29	29	30	29	29
Alm	64	63	63	61	63	64	65	64	64	64	66	68	66	66	66	67
Sps	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Grs	3	4	5	6	5	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	3
X _{Mg}	0.34	0.34	0.33	0.35	0.33	0.33	0.33	0.34	0.34	0.34	0.31	0.30	0.30	0.31	0.31	0.31

Продолжение таблицы Б.4

образец	UR 121										UR 34						
	№ точки	1 ^r	6	7	8	12 ^c	13	14	15	19	21 ^r	12 ^r	14	15	17 ^c	18	19
SiO ₂	38.55	38.02	38.16	38.74	38.21	38.33	38.58	37.77	38.32	38.41	38.39	37.57	37.91	38.67	38.18	38.4	38.47
Al ₂ O ₃	21.93	21.84	22.52	21.83	21.74	21.72	22.11	22.24	21.98	22.13	21.58	22.76	21.78	22.03	21.91	21.98	22.31
FeO	30.25	30.61	29.37	29.51	30.00	30.08	29.61	30.78	30.00	30.03	30.96	30.27	30.68	30.13	30.41	30.65	30.32
MnO	0.59	0.61	0.62	0.56	0.58	0.52	0.61	0.62	0.62	0.59	0.16	0.25	0.02	-	0.38	0.31	-
MgO	7.15	7.35	7.77	7.95	7.88	7.92	7.59	7.17	7.52	7.20	7.25	6.99	6.8	6.35	6.88	6.83	7.08
CaO	1.52	1.57	1.57	1.41	1.58	1.44	1.51	1.43	1.56	1.65	1.65	2.16	2.81	2.82	2.24	1.84	1.82
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99.99	100	100	100	100	100	100
Si	3.01	2.97	2.96	3.01	2.97	2.98	3.00	2.95	2.99	3.00	3.00	2.93	2.96	3.02	2.98	3.00	3.00
Al	2.02	2.01	2.06	2.00	1.99	1.99	2.03	2.05	2.02	2.03	1.99	2.09	2.01	2.03	2.02	2.02	2.05
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.05	0.07	-	0.02	-	-
Fe ²⁺	1.97	1.94	1.89	1.92	1.89	1.91	1.92	1.96	1.94	1.96	2.01	1.92	1.93	2.05	1.97	2.03	2.02
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	-	0.03	0.02	-
Mg	0.83	0.86	0.90	0.92	0.91	0.92	0.88	0.83	0.87	0.84	0.84	0.81	0.79	0.74	0.80	0.80	0.82
Ca	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.14	0.14	0.18	0.24	0.24	0.19	0.15	0.15
сумма	8.00	7.95	7.99	8.00	7.94	7.96	8.00	7.95	7.99	8.00	8	8	8	8	8	8	8
Prp	28	29	30	31	31	31	30	28	29	28	28	28	27	24	27	27	27
Alm	66	65	64	64	64	64	65	66	65	66	67	66	65	68	66	68	67
Sps	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	1	1	0
Grs	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	6	8	8	6	5	5
X _{Mg}	0.30	0.31	0.32	0.32	0.33	0.32	0.31	0.30	0.31	0.30	0.30	0.30	0.29	0.27	0.29	0.28	0.29

Продолжение таблицы Б.4

образец	UR 8-9							UR 8-3							UR 8-2				
	№ точки	23 ^r	24	36	37 ^c	38	39	47 ^r	10 ^r	7	15	16 ^c	17	24	25 ^r	44 ^r	50	54	56
SiO ₂	37.92	37.81	37.74	38.58	38.16	37.66	37.54	37.79	37.41	37.29	37.49	37.41	37.69	37.28	37.25	37.68	37.54	38.01	37.73
Al ₂ O ₃	21.64	21.86	21.91	22.16	21.85	21.95	21.71	21.30	21.35	21.39	21.33	21.54	21.09	21.20	21.44	21.77	22.13	21.93	21.86
FeO	32.92	32.66	32.50	31.28	32.27	32.51	33.15	32.05	32.17	32.33	32.03	32.13	32.03	32.57	33.49	32.92	32.55	32.53	32.27
MnO	–	–	–	–	–	–	–	0.12	0.25	0.20	0.23	0.13	0.18	0.20	0.17	0.17	0.12	–	0.21
MgO	6.65	6.91	7.05	7.22	6.95	7.13	6.91	4.34	4.53	4.40	4.38	4.47	4.56	4.33	6.71	6.61	6.79	6.75	6.92
CaO	0.88	0.76	0.80	0.76	0.76	0.75	0.70	4.39	4.30	4.39	4.53	4.33	4.46	4.42	0.93	0.85	0.87	0.78	1.01
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.98	2.97	2.96	3.02	2.99	2.95	2.95	3.00	2.96	2.96	2.97	2.96	2.99	2.96	2.93	2.96	2.95	2.98	2.96
Al	2.01	2.02	2.02	2.04	2.02	2.03	2.01	1.99	1.99	2.00	1.99	2.01	1.97	1.98	1.99	2.02	2.05	2.03	2.02
Fe ²⁺	2.13	2.10	2.07	2.04	2.11	2.06	2.08	2.10	2.05	2.05	2.05	2.06	2.06	2.06	2.06	2.11	2.07	2.13	2.05
Mn	–	–	–	–	–	–	–	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	–	0.01
Mg	0.78	0.81	0.82	0.84	0.81	0.83	0.81	0.51	0.54	0.52	0.52	0.53	0.54	0.51	0.79	0.77	0.79	0.79	0.81
Ca	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.37	0.37	0.37	0.39	0.37	0.38	0.38	0.08	0.07	0.07	0.07	0.09
сумма	7.97	7.96	7.94	8.00	8.00	7.93	7.91	7.98	7.92	7.91	7.93	7.94	7.94	7.90	7.85	7.95	7.94	8.00	7.94
Prp	26	27	28	29	27	28	27	17	18	18	17	18	18	17	27	26	27	26	27
Alm	71	71	70	69	71	70	71	70	69	69	69	70	69	70	70	71	70	71	69
Sps	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Grs	2	2	2	2	2	2	2	12	12	12	13	12	12	12	2	2	2	2	3
X _{Mg}	0.27	0.28	0.28	0.29	0.28	0.29	0.28	0.20	0.21	0.20	0.20	0.20	0.21	0.20	0.28	0.27	0.28	0.27	0.28

Продолжение таблицы Б.4

образец	UR 34-1																		
	№ точки	9 ^r	10	12 ^c	13	14 ^r	71 ^r	72	73	75	76	77 ^c	78 ^c	81	82	85	87	88	89 ^r
SiO ₂	37.81	37.93	37.82	38.01	37.94	37.60	37.89	37.88	37.78	37.74	37.73	37.58	37.96	37.76	37.54	37.47	37.65	37.63	
Al ₂ O ₃	21.98	21.82	21.67	21.70	21.48	22.09	22.03	21.93	22.03	21.73	22.01	21.85	21.72	22.23	21.82	21.76	21.47	21.90	
FeO	31.67	31.82	32.40	32.06	32.11	31.36	31.00	30.77	30.59	30.54	30.49	30.73	30.82	30.30	31.19	31.53	31.86	31.77	
MnO	0.19	0.17	0.18	0.22	0.16	0.19	0.19	0.16	0.11	0.18	0.12	0.13	0.13	0.15	0.13	0.25	0.22	0.17	
MgO	6.91	6.83	6.62	6.55	6.82	6.86	6.40	6.48	6.31	6.46	6.20	6.37	6.18	6.33	6.37	6.66	6.70	6.74	
CaO	1.44	1.43	1.32	1.45	1.48	1.90	2.49	2.78	3.18	3.34	3.45	3.33	3.19	3.22	2.95	2.32	2.11	1.79	
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.96	2.97	2.97	2.99	2.98	2.94	2.97	2.97	2.96	2.95	2.96	2.94	2.98	2.95	2.94	2.94	2.95	2.95	
Al	2.03	2.02	2.01	2.01	1.99	2.04	2.03	2.02	2.03	2.00	2.03	2.02	2.01	2.05	2.02	2.01	1.99	2.02	
Fe ²⁺	2.02	2.04	2.07	2.08	2.05	1.97	2.00	1.97	1.95	1.91	1.93	1.91	1.98	1.94	1.94	1.95	1.98	2.00	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Mg	0.81	0.80	0.78	0.77	0.80	0.80	0.75	0.76	0.74	0.75	0.72	0.74	0.72	0.74	0.74	0.74	0.78	0.78	0.79
Ca	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.16	0.21	0.23	0.27	0.28	0.29	0.28	0.27	0.27	0.25	0.20	0.18	0.15	
сумма	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Prp	27	27	26	26	27	27	25	25	25	25	24	25	24	25	25	26	27	27	
Alm	68	69	70	70	69	67	67	66	66	65	65	65	66	66	66	66	67	68	
Sps	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	
Grs	4	4	4	4	4	5	7	8	9	9	10	9	9	9	8	6	6	5	
X _{Mg}	0.29	0.28	0.27	0.27	0.28	0.29	0.27	0.28	0.27	0.28	0.27	0.28	0.27	0.28	0.28	0.29	0.28	0.28	

Продолжение таблицы Б.4

образец	UR32-3																			
	№ точки	10 ^r	12	13	14 ^c	15 ^c	16 ^c	17 ^c	19 ^c	20 ^c	21 ^c	24	22	25 ^r	30 ^r	31	32	26 ^c	33 ^c	34
SiO ₂	37.6	38	38	37.7	37.7	37.9	37.7	37.6	38	37.9	37.8	38.1	37.6	37.5	37.4	37.3	37.3	37.4	37.5	37.2
Al ₂ O ₃	21.6	21.5	21.6	21.7	21.7	21.4	21.4	21.3	21.6	21.5	21.7	21.6	21.4	21.3	22	21.8	21.5	22.1	21.1	22.4
FeO	29.8	28.8	28.2	26.7	26.9	26.9	26.7	26.7	26	26.1	27.3	27.7	29.3	32.1	31.3	31.1	31.1	30.9	32	31.2
MnO	0.81	0.72	0.69	0.84	1.42	1.65	1.76	1.46	1.35	1.01	0.64	0.8	0.85	-	-	0.55	0.55	0.32	0.32	0.49
MgO	8.72	9.39	9.03	8.39	6.87	6.65	6.9	7.52	7.66	8.51	9.13	9.21	9.2	8.01	8.22	7.94	8.33	7.86	7.99	7.52
CaO	1.23	1.45	2.24	4.42	5.48	5.2	5.29	5.22	5.26	4.65	3.23	2.59	1.3	1.12	1.17	1.31	1.28	1.34	1.1	1.2
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.92	2.93	2.94	2.9	2.93	2.95	2.93	2.91	2.93	2.92	2.91	2.94	2.9	2.93	2.91	2.91	2.90	2.91	2.93	2.90
Al	1.98	1.96	1.97	1.97	1.98	1.96	1.96	1.95	1.97	1.95	1.96	1.96	1.95	1.96	2.01	2.01	1.97	2.03	1.95	2.06
Fe ³⁺	0.18	0.17	0.15	0.27	0.15	0.15	0.21	0.25	0.19	0.23	0.27	0.17	0.28	0.19	0.17	0.18	0.23	0.14	0.20	0.14
Fe ²⁺	1.76	1.69	1.67	1.44	1.59	1.6	1.52	1.48	1.49	1.44	1.48	1.61	1.61	1.90	1.86	1.84	1.79	1.87	1.89	1.90
Mn	0.05	0.05	0.05	0.06	0.09	0.11	0.12	0.1	0.09	0.07	0.04	0.05	0.06	-	-	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03
Mg	1.01	1.08	1.04	0.96	0.8	0.77	0.8	0.87	0.88	0.98	1.04	1.06	1.06	0.93	0.95	0.92	0.97	0.91	0.93	0.87
Ca	0.1	0.12	0.19	0.36	0.46	0.43	0.44	0.43	0.44	0.38	0.27	0.21	0.11	0.09	0.10	0.11	0.11	0.11	0.09	0.10
сумма	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Prp	35	37	35	34	27	26	28	30	30	34	37	36	37	32	33	32	33	31	32	30
Alm	60	57	57	51	54	55	53	51	51	50	52	55	57	65	64	63	62	64	64	65
Sps	2	2	2	2	3	4	4	3	3	2	1	2	2	0	0	1	1	1	1	1
Grs	3	4	6	11	14	14	14	13	14	12	8	7	3	3	3	3	3	4	3	3
X _{Mg}	0.37	0.39	0.38	0.40	0.33	0.33	0.34	0.37	0.37	0.40	0.41	0.40	0.40	0.33	0.34	0.33	0.35	0.33	0.33	0.32

Продолжение таблицы Б.4

образец	UR 32-3												UR 32-4							
	№ точки	30 ^r	29	28	27	26	25	31	32	35 ^c	1 ^r	4 ^c	7 ^r	1 ^r	4	5	23 ^c	14	15	24 ^r
SiO ₂	37.2	37.9	38.1	38.3	38.2	38.2	38	38.2	38.2	37.5	37.6	37.1	38.04	38.44	38.17	38.07	38.04	38.16	37.71	
Al ₂ O ₃	21.4	21.2	21.4	21.7	21.9	21.8	21.7	21.7	21.7	21.9	22.3	22.2	22.11	22.00	21.99	22.00	21.91	21.85	21.57	
FeO	30.8	29.5	28.4	28.2	27.6	27.4	27.9	27.3	27.6	32.7	29.7	31.3	29.66	29.30	29.26	28.28	29.18	29.35	31.43	
MnO	0.65	0.59	0.48	0.48	0.59	0.54	0.44	0.65	0.64	0.43	0.71	0.28	0.63	0.56	0.37	0.57	0.56	0.57	0.52	
MgO	8.43	8.86	8.9	9.71	10.3	10.1	10	10.4	10.5	6.33	8.35	7.89	7.87	7.58	7.51	7.82	7.58	7.83	7.42	
CaO	1.37	1.69	2.49	1.48	1.25	1.73	1.82	1.53	1.22	1.13	1.34	1.24	1.70	2.13	2.70	3.26	2.73	2.24	1.35	
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Si	2.90	2.93	2.94	2.94	2.93	2.93	2.91	2.92	2.92	2.95	2.91	2.89	2.96	2.99	2.97	2.95	2.96	2.97	2.95	
Al	1.96	1.94	1.95	1.97	1.97	1.97	1.96	1.95	1.96	2.03	2.04	2.04	2.03	2.02	2.01	2.01	2.01	2.00	1.99	
Fe ³⁺	0.23	0.22	0.21	0.13	0.16	0.20	0.23	0.21	0.23	0.06	0.14	0.18	–	–	–	–	–	–	–	
Fe ²⁺	1.77	1.68	1.62	1.68	1.61	1.55	1.56	1.53	1.53	2.09	1.79	1.85	1.86	1.90	1.85	1.74	1.82	1.84	1.94	
Mn	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	
Mg	0.98	1.02	1.02	1.11	1.18	1.15	1.14	1.19	1.19	0.74	0.97	0.92	0.91	0.88	0.87	0.90	0.88	0.91	0.86	
Ca	0.11	0.14	0.21	0.12	0.10	0.14	0.15	0.13	0.10	0.10	0.11	0.10	0.14	0.18	0.23	0.27	0.23	0.19	0.11	
сумма	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
Prp	34	35	35	38	40	40	40	41	42	25	33	32	31	29	29	31	30	31	29	
Alm	61	58	56	57	55	54	54	53	53	71	61	64	63	63	62	59	61	62	66	
Sps	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	
Grs	4	4	6	4	3	4	5	4	3	3	4	3	5	6	7	9	7	6	4	
X _{Mg}	0.36	0.38	0.39	0.40	0.42	0.43	0.42	0.44	0.44	0.26	0.35	0.33	0.33	0.32	0.32	0.34	0.33	0.33	0.31	

Таблица Б.5 – Представительные микронзондовые анализы и рассчитанные по ним кристаллохимические коэффициенты биотита из гнейсов метаосадочного комплекса

образец	UR 8-9-1				UR 8-3			UR 8-2			UR 121						
	№ точки	7	20	30	54	20	28	34 ^v	17	31	36	022 ^v	028 ^v	030 ^v	031 ^v	34	29
SiO ₂	38.62	37.85	38.05	37.09	39.3	39.7	38.6	38.27	40.13	39.69	37.29	37.34	36.77	36.84	39.39	40.35	40.20
TiO ₂	4.08	4.83	4.88	5.41	3.94	3.74	4.84	1.85	0.65	2.59	3.81	4.26	3.88	4.06	5.20	4.35	4.92
Al ₂ O ₃	19.00	18.52	18.27	17.87	17.1	15.9	15.4	20.44	22.22	19.38	19.76	18.54	18.99	18.89	18.22	18.78	18.19
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.11	–	–	–	–	0.29	0.11	–
FeO	14.33	14.94	15.40	17.10	15.9	16.9	18.6	14.85	10.86	11.79	13.24	14.27	15.04	14.22	13.63	11.77	12.84
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.04	–	–	–
MgO	13.49	12.93	12.92	11.77	13.6	15	13	14.17	15.60	17.08	15.01	14.42	14.08	14.64	13.07	14.53	13.28
Na ₂ O	0.24	0.13	–	0.11	0.12	–	–	–	–	0.15	0.12	0.05	0.12	0.08	–	0.14	–
K ₂ O	10.24	10.56	10.48	10.65	10	8.79	9.62	10.42	10.53	9.21	10.62	10.62	10.67	11.01	10.19	9.96	10.57
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.82	2.78	2.80	2.75	2.89	2.91	2.88	2.77	2.85	2.84	2.69	2.72	2.68	2.67	2.90	2.93	2.94
Ti	0.22	0.27	0.27	0.30	0.22	0.21	0.27	0.10	0.04	0.14	0.21	0.23	0.21	0.22	0.29	0.24	0.27
Al ^{Tot}	1.63	1.60	1.58	1.56	1.48	1.38	1.35	1.74	1.86	1.63	1.68	1.59	1.63	1.62	1.58	1.61	1.57
Al ^{iv}	1.18	1.22	1.20	1.25	1.11	1.09	1.13	1.23	1.15	1.16	1.31	1.28	1.32	1.33	1.11	1.07	1.06
Al ^{vi}	0.45	0.39	0.38	0.32	0.37	0.29	0.23	0.51	0.71	0.47	0.38	0.31	0.31	0.29	0.47	0.53	0.51
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	–	–	–	–	0.02	0.01	–
Fe	0.87	0.92	0.95	1.06	0.98	1.04	1.15	0.90	0.65	0.70	0.80	0.87	0.92	0.86	0.84	0.71	0.79
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.002	–	–	–
Mg	1.47	1.42	1.42	1.30	1.49	1.64	1.44	1.53	1.65	1.82	1.62	1.56	1.53	1.58	1.43	1.57	1.45
Na	0.03	0.02	–	0.02	0.02	–	–	–	–	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	–	0.02	–
K	0.95	0.99	0.98	1.01	0.94	0.82	0.91	0.96	0.96	0.84	0.98	0.99	0.99	1.02	0.96	0.92	0.99
F	37	39	40	45	40	39	45	37	28	28	33	36	37	35	37	31	35

Продолжение таблицы Б.5

образец	UR 32-4									UR 32-3							
	№ точки	6	33	37 ³	42 ³	47	48	63	76	77	18 ³	67 ³	47 ^v	19 ^v	38 ^v	41 ^v	50 ^v
SiO ₂	37.85	38.05	39.50	40.41	37.61	38.09	37.60	36.69	36.77	39.28	40.03	39.27	38.53	39.19	38.22	38.32	38.37
TiO ₂	5.15	4.89	–	–	4.88	5.25	4.96	5.90	5.32	2.55	0.22	4.18	4.99	4.40	4.43	4.44	3.89
Al ₂ O ₃	18.14	18.13	21.01	20.55	18.04	18.18	17.96	17.96	17.80	19.91	19.71	18.49	17.83	18.36	18.42	18.15	18.01
Cr ₂ O ₃	0.44	0.46	0.13	–	0.22	0.30	0.41	0.32	0.28	–	–	0.39	0.41	0.24	0.27	0.23	0.12
FeO	14.43	14.13	9.73	9.67	15.14	14.61	15.72	16.59	16.89	8.90	8.06	10.40	9.25	8.95	9.95	12.57	12.32
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.16	–	–	0.13	–	–	–
MgO	13.06	13.23	18.51	18.16	12.78	12.56	12.41	11.87	11.70	19.30	21.20	17.48	18.16	18.06	17.22	15.47	15.98
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.20	–	0.43	0.38	0.23	0.40	0.61
K ₂ O	10.91	11.11	11.12	11.21	11.33	11.01	10.94	10.67	11.23	10.07	10.42	9.78	10.03	10.11	11.16	10.42	10.58
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.78	2.79	2.77	2.84	2.77	2.81	2.78	2.73	2.73	2.76	2.77	2.81	2.75	2.79	2.73	2.77	2.76
Ti	0.28	0.27	–	–	0.27	0.29	0.28	0.33	0.30	0.14	0.01	0.23	0.27	0.24	0.24	0.24	0.21
Al ^{Tot}	1.57	1.57	1.73	1.70	1.56	1.58	1.56	1.57	1.56	1.65	1.61	1.56	1.50	1.54	1.55	1.54	1.52
Al ^{iv}	1.22	1.21	1.23	1.17	1.24	1.20	1.22	1.27	1.27	1.24	1.23	1.19	1.25	1.21	1.27	1.23	1.24
Al ^{vi}	0.35	0.36	0.50	0.53	0.33	0.38	0.34	0.30	0.29	0.42	0.38	0.37	0.25	0.33	0.28	0.31	0.28
Cr	0.03	0.03	0.01	–	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	–	–	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Fe	0.89	0.87	0.57	0.57	0.93	0.90	0.97	1.03	1.05	0.52	0.47	0.62	0.55	0.53	0.59	0.76	0.74
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	–	–	0.01	–	–	–
Mg	1.43	1.45	1.93	1.90	1.40	1.38	1.37	1.31	1.29	2.02	2.19	1.87	1.93	1.91	1.83	1.66	1.71
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.03	–	0.06	0.05	0.03	0.06	0.09
K	1.02	1.04	0.99	1.00	1.06	1.03	1.03	1.01	1.06	0.90	0.92	0.89	0.91	0.92	1.02	0.96	0.97
F	38	37	23	23	40	39	42	44	45	21	18	25	22	22	24	31	30

Продолжение таблицы Б.5

образец	UR 32–3								UR 116		UR 34–1			UR 120			
№ точки	38	6	7	63	70	82	90	91	17	18	34	29	56	6	22	35	46
SiO ₂	38.31	37.99	38.48	38.55	37.73	37.56	37.21	37.37	37.62	37.86	39.39	40.35	40.20	39.27	38.08	38.42	37.91
TiO ₂	3.15	3.74	2.61	4.40	4.34	4.30	4.40	4.23	3.18	3.12	5.20	4.35	4.92	4.75	2.45	5.05	4.54
Al ₂ O ₃	19.86	18.88	19.32	18.01	18.17	18.13	18.34	18.08	19.36	19.56	18.22	18.78	18.19	18.84	19.13	18.78	18.58
Cr ₂ O ₃	0.43	–	0.37	0.28	0.43	0.63	0.43	0.44	0.00	0.00	0.29	0.11	–	–	–	–	–
FeO	11.28	15.58	12.41	11.69	13.72	14.46	15.16	15.11	16.56	16.07	13.63	11.77	12.84	12.88	14.26	13.99	14.77
MnO	–	–	0.01	0.16	0.11	0.16	0.24	0.31	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	16.98	13.13	15.38	16.16	14.65	13.84	13.46	13.71	12.41	12.33	13.07	14.53	13.28	13.74	14.99	13.03	13.01
Na ₂ O	–	–	0.36	0.46	0.36	0.27	0.30	0.40	0.00	0.20	–	0.14	–	0.18	–	–	0.27
K ₂ O	10.00	10.76	10.69	10.29	10.34	10.48	10.32	10.36	10.79	10.68	10.19	9.96	10.57	9.99	10.94	10.43	10.46
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.74	2.78	2.77	2.77	2.74	2.75	2.73	2.73	2.76	2.78	2.90	2.93	2.94	2.87	2.75	2.82	2.78
Ti	0.17	0.21	0.14	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.18	0.17	0.29	0.24	0.27	0.26	0.13	0.28	0.25
Al ^{Tot}	1.67	1.63	1.64	1.53	1.56	1.56	1.58	1.56	1.68	1.69	1.58	1.61	1.57	1.62	1.63	1.63	1.61
Aliv	1.26	1.22	1.23	1.23	1.26	1.25	1.27	1.27	1.24	1.23	1.11	1.07	1.06	1.14	1.25	1.18	1.22
Alvi	0.41	0.41	0.41	0.30	0.30	0.31	0.31	0.29	0.44	0.46	0.47	0.53	0.51	0.49	0.38	0.45	0.38
Cr	0.03	–	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	–	–	0.02	0.01	–	–	–	–	–
Fe	0.67	0.95	0.75	0.70	0.83	0.88	0.93	0.92	1.016	0.983	0.84	0.71	0.79	0.79	0.86	0.86	0.90
Mn	–	–	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	–	–	–	–	–	0.01	–	–	–
Mg	1.81	1.43	1.65	1.73	1.59	1.51	1.47	1.49	1.358	1.346	1.43	1.57	1.45	1.49	1.61	1.43	1.42
Na	–	–	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	–	0.028	–	0.02	–	0.03	–	–	0.04
K	0.91	1.00	0.98	0.94	0.96	0.98	0.97	0.97	1.011	0.998	0.96	0.92	0.99	0.93	1.01	0.98	0.98
F	27	40	31	29	34	37	39	38	43	42	37	31	35	34	35	38	39

Таблица Б.6 – Представительные микрозондовые анализы и рассчитанные по ним кристаллохимические коэффициенты калиевых полевых шпатов из гнейсов метаосадочного комплекса.

образец	UR 121				UR 32-3				UR 8-9-1			
	№ точки	42	43	35	2	2	4	6	8	17	31	55
SiO ₂	62.52	62.25	63.09	63.47	63.71	64.40	63.75	64.44	64.17	64.16	64.43	63.89
TiO ₂	–	–	–	–	0.24	–	–	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	19.76	19.95	20.38	19.94	19.17	18.93	18.83	19.14	18.97	18.20	18.87	18.96
FeO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
BaO	1.76	2.07	0.50	0.44	0.94	0.82	0.79	0.83	0.68	0.99	0.69	0.89
Na ₂ O	1.23	1.09	1.02	1.43	1.29	1.15	1.46	1.32	1.35	1.36	1.86	1.33
K ₂ O	14.73	14.65	15.01	14.72	14.28	14.62	14.23	14.42	14.84	15.29	14.15	14.93
сумма	100	100	100	100	100	100	99	100	99	99	99	99
Si	2.90	2.90	2.91	2.92	2.96	2.98	2.97	2.98	2.97	2.98	2.97	2.96
Ti	–	–	–	–	0.01	–	–	–	–	–	–	–
Al	1.08	1.10	1.11	1.08	1.05	1.03	1.04	1.04	1.03	1.00	1.03	1.04
Fe	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ba	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	–	–	–	–
Na	0.11	0.10	0.09	0.13	0.12	0.10	0.13	0.12	0.12	0.12	0.17	0.12
K	0.87	0.87	0.88	0.86	0.847	0.864	0.846	0.849	0.88	0.91	0.83	0.88
Ab	11	10	9	13	12	11	13	12	12	12	17	12
An	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ort	86	86	90	86	86	87	86	86	88	88	83	88
Cls	3	4	1	1	2	2	1	2	0	0	0	0

Продолжение таблицы Б.6

образец	UR 8-2			UR 120			UR 34-1				UR 32-4
	№ точки	4	20	27	7	43	48	35	2	3	60
SiO ₂	64.07	63.75	63.89	62.68	63.07	63.11	63.09	63.47	63.34	62.70	64.60
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.77	18.60	18.97	19.74	19.62	19.92	20.38	19.94	19.80	20.07	18.22
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.38
BaO	0.68	0.92	0.53	1.31	1.07	1.11	0.50	0.44	0.45	0.48	-
Na ₂ O	1.77	0.81	0.98	0.54	0.95	0.78	1.02	1.43	1.14	0.99	0.12
K ₂ O	14.71	15.92	15.51	15.73	15.29	15.08	15.01	14.72	15.27	15.75	16.68
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.95	2.95	2.95	2.91	2.92	2.93	2.91	2.92	2.92	2.89	2.99
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1.02	1.02	1.03	1.08	1.07	1.09	1.11	1.08	1.08	1.09	1.00
Fe	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.02
Ba	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Na	0.16	0.07	0.09	0.05	0.09	0.07	0.09	0.13	0.10	0.09	0.01
K	0.86	0.94	0.91	0.93	0.90	0.89	0.88	0.86	0.90	0.93	0.99
Ab	15	7	9	5	9	7	9	13	10	9	1
An	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ort	84	91	90	93	89	91	90	86	89	90	99
Cls	1	2	1	2	2	2	1	1	1	1	0

Таблица Б.7– Представительные микронзондовые анализы и рассчитанные по ним кристаллохимические коэффициенты
плагноклазов из гнейсов метаосадочного комплекса

образец	UR 34–1			UR 32–3					UR 32–4				UR 121–1			UR 120		
№ точки	69	70	36	79	45 ^v	39 ^v	45 ^v	16	25 ^v	26 ^v	7	9	36	40	41	38	41	47
SiO ₂	58.26	58.55	57.80	58.31	56.42	59.06	54.51	59.02	54.07	53.68	58.73	57.97	58.68	59.24	59.63	61.2	60.7	61
Al ₂ O ₃	26.69	26.23	27.11	26.87	27.82	26.45	29.51	26.24	29.69	29.78	26.52	26.79	26.38	25.97	25.61	24.6	25.1	24.8
FeO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.05	–	–	–	–	–
CaO	7.18	7.18	7.74	7.48	9.14	7.26	10.57	7.17	10.66	10.95	7.23	7.79	7.19	6.64	6.48	5.56	5.57	5.53
Na ₂ O	7.43	7.33	7.26	7.33	6.62	7.02	5.40	7.56	5.53	5.48	7.39	7.21	7.61	8.04	8.09	8.44	8.32	8.48
K ₂ O	0.45	0.71	0.09	–	–	0.22	–	–	0.05	0.10	0.12	0.23	0.10	0.11	0.19	0.26	0.3	0.21
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2.59	2.61	2.58	2.60	2.52	2.64	2.45	2.63	2.43	2.41	2.62	2.59	2.61	2.63	2.65	2.71	2.69	2.70
Al	1.40	1.38	1.42	1.41	1.47	1.39	1.57	1.38	1.57	1.58	1.39	1.41	1.38	1.36	1.34	1.28	1.31	1.29
Fe	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.002	–	–	–	–	–
Ca	0.34	0.34	0.37	0.36	0.44	0.35	0.51	0.34	0.51	0.53	0.35	0.37	0.34	0.32	0.31	0.26	0.27	0.26
Na	0.64	0.63	0.63	0.63	0.57	0.61	0.47	0.65	0.48	0.48	0.64	0.62	0.66	0.69	0.70	0.73	0.72	0.73
K	0.03	0.04	0.01	–	–	0.013	–	–	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Ab	64	62	63	64	57	63	48	66	48	47	64	62	65	68	69	72	72	73
An	34	34	37	36	43	36	52	34	51	52	35	37	34	31	30	26	27	26
Ort	3	4	1	0	0	1	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	2	1

Таблица Б.8– Представительные микронзондовые анализы и рассчитанные по ним кристаллохимические коэффициенты кордиерита из гнейсов метаосадочного комплекса

образец	UR 32-4						UR 32-3						
	№ точки	50	60	65	69	78	79	1	68	80	85 ^c	86	87 ^r
SiO ₂	50.09	50.43	49.79	50.00	50.13	50.00	49.94	49.35	49.47	49.37	49.69	50.13	49.44
Al ₂ O ₃	34.10	33.91	34.24	33.94	33.92	33.90	34.10	34.17	34.15	34.52	34.25	34.15	34.19
FeO	5.12	5.06	5.26	5.22	5.58	5.47	3.98	4.86	5.05	4.89	4.81	3.76	5.09
MgO	10.69	10.59	10.71	10.84	10.38	10.62	11.83	11.35	10.93	10.95	11.00	11.31	11.00
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	0.15	0.21	0.39	0.28	0.26	0.64	0.28
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	4.99	5.02	4.97	4.99	5.00	4.99	4.96	4.93	4.94	4.93	4.95	4.98	4.94
Al	4.00	3.98	4.03	3.99	3.99	3.99	3.99	4.02	4.02	4.06	4.02	4.00	4.02
Fe	0.43	0.42	0.44	0.44	0.47	0.46	0.33	0.41	0.42	0.41	0.40	0.31	0.43
Mg	1.59	1.57	1.59	1.61	1.54	1.58	1.75	1.69	1.63	1.63	1.63	1.67	1.64
Na	–	–	–	–	–	–	0.03	0.04	0.08	0.05	0.05	0.12	0.05
X _{Mg}	0.79	0.79	0.78	0.79	0.77	0.78	0.84	0.81	0.79	0.80	0.80	0.84	0.79

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Данные U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов пород Васильковского участка ОПЗ, содержание редких и редкоземельных элементов в цирконах

Таблица В.1 – SHRIMP-II U-Pb данные датирования цирконов из метатоналита обр. 99-163 и гранат-биотитового гнейса обр. 99-156 Васильковского участка ОПЗ Украинского щита

Точка	²⁰⁶ Pb _c ^a %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* ^b ppm	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb возраст, млн. лет	± 1σ	Диск. ^c %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* ⁴	±1σ %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* ^d	±1σ %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ^d	±1σ %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ^d	±1σ %	Ошибка корр.
Метатоналит обр. 99-163																	
1.1	1.45	235	139	0.61	129	3409	11	8	1.588	1.8	0.2884	0.7	25.038	1.9	0.6297	1.8	0.93
1.2	0.05	2470	521	0.22	1000	3253	12	30	2.114	1.7	0.2611	0.8	17.028	1.9	0.4730	1.7	0.91
2.1	0.25	381	18	0.05	160	2865	10	12	2.045	1.7	0.2048	0.6	13.807	1.8	0.4890	1.7	0.94
3.1	0.02	584	128	0.23	353	3394	11	-1	1.424	1.7	0.2856	0.7	27.659	1.9	0.7025	1.7	0.92
4.1	0.02	485	340	0.73	268	3413	15	7	1.555	1.7	0.2892	1.0	25.637	2.0	0.6429	1.7	0.87
5.1	1.40	272	68	0.26	139	3288	27	10	1.700	1.8	0.2670	1.7	21.651	2.5	0.5881	1.8	0.73
6.1	–	1413	179	0.13	451	2106	8	3	2.690	1.7	0.1306	0.5	6.694	1.8	0.3718	1.7	0.97
7.1	0.02	247	112	0.47	141	3501	13	7	1.505	1.8	0.3060	0.8	28.029	2.0	0.6643	1.8	0.91
8.1	0.13	370	220	0.61	240	3406	8	-6	1.326	1.8	0.2878	0.5	29.930	1.9	0.7542	1.8	0.97
9.1	–	94	29	0.32	31.6	2148	25	1	2.559	2.0	0.1338	1.4	7.207	2.5	0.3908	2.0	0.81
11.1	0.10	188	113	0.62	108	3408	16	3	1.494	2.2	0.2883	1.0	26.594	2.4	0.6691	2.2	0.90
12.1	4.37	287	140	0.50	145	3493	26	21	1.776	2.1	0.3045	1.7	23.640	2.7	0.5630	2.1	0.78
13.1	5.78	1499	774	0.53	124	2635	31	≥50	11.07	2.1	0.1780	1.9	2.218	2.8	0.0904	2.1	0.75
14.1	0.12	195	100	0.53	121	3493	10	0	1.388	2.1	0.3045	0.7	30.236	2.2	0.7203	2.1	0.96
15.1	0.02	225	159	0.73	141	3500	9	-1	1.370	2.1	0.3057	0.6	30.771	2.2	0.7300	2.1	0.96
16.1	0.01	566	282	0.51	324	3394	7	3	1.501	2.1	0.2856	0.4	26.227	2.1	0.6660	2.1	0.98
17.1	0.12	277	160	0.60	171	3506	10	1	1.396	2.1	0.3070	0.7	30.331	2.2	0.7165	2.1	0.95

Продолжение таблицы В.1

Точка	$^{206}\text{Pb}_c^a$ %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^{*b}$ ppm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, млн. лет	$\pm 1\sigma$	Диск. ^c %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^{*4}$	$\pm 1\sigma$ %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^{*d}$	$\pm 1\sigma$ %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^d$	$\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^d$	$\pm 1\sigma$ %	Ошибка корр.
Гранат-биотитовый гнейс обр. 99-156																	
1.1	0.15	96	44	0.47	58.6	3507	13	2	1.415	2.2	0.3073	0.9	29.940	2.3	0.7067	2.2	0.93
1.2	0.06	409	56	0.14	238	3426	6	3	1.479	2.1	0.2915	0.4	27.185	2.2	0.6764	2.1	0.98
1.3	-0.06	69	1	0.01	33.2	2860	17	0	1.781	2.3	0.2042	1.0	15.809	2.5	0.5616	2.3	0.91
2.1	0.04	476	86	0.19	274	3366	6	2	1.492	2.1	0.2805	0.4	25.922	2.1	0.6702	2.1	0.98
3.1	0.06	288	235	0.84	165	3416	7	3	1.494	2.1	0.2897	0.5	26.731	2.1	0.6692	2.1	0.98
4.1	0.13	90	68	0.78	59.3	3631	32	-1	1.305	2.3	0.3331	2.1	35.191	3.1	0.7662	2.3	0.75
4.2	0.07	268	126	0.49	168	3508	7	-1	1.371	2.1	0.3075	0.5	30.919	2.2	0.7293	2.1	0.98
5.1	-0.02	352	419	1.23	216	3498	7	0	1.397	2.7	0.3054	0.4	30.151	2.7	0.7160	2.7	0.99
5.2	0.14	104	1	0.01	50.8	2863	15	-1	1.770	2.2	0.2046	0.9	15.938	2.4	0.5650	2.2	0.93
6.1	0.03	681	98	0.15	354	3244	9	6	1.651	2.1	0.2596	0.6	21.672	2.1	0.6055	2.1	0.96
7.1	0.07	210	58	0.28	123	3293	10	-1	1.472	1.8	0.2677	0.6	25.073	1.9	0.6792	1.8	0.95
8.1	0.05	260	76	0.30	150	3393	9	2	1.486	1.8	0.2855	0.6	26.485	1.9	0.6728	1.8	0.95
9.1	0.30	221	64	0.30	112	3395	15	14	1.697	1.8	0.2859	1.0	23.221	2.0	0.5892	1.8	0.88
10.1	0.40	201	3	0.02	77	2077	22	-12	2.250	2.0	0.1285	1.3	7.873	2.3	0.4445	2.0	0.84

Примечание. Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно; Rho – коэффициент корреляции ошибок; D – дискордантность; поправку на Pb_c проводили с использованием измеренного ^{204}Pb ; погрешность при калибровке стандарта 0.57–0.91%.

Таблица В.2 – Редкие и РЗЭ в цирконах и температура, рассчитанная на основе содержания Тi в цирконе (по Watson, 2006)

точка	возраст	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Ba	Li	Ca
метатоналит обр. 99-163															
1.1; я	3409	58.2	435	42	254	124	10.2	153	178	186	304	50.1	15	54.4	271
1.2; я	3253	28.9	223	21.9	134.3	53.6	4.62	85	164	263	474	75	1.47	40	622
2.1; к	2865	12.3	84.9	8.52	50.2	22.3	2.11	27	37.1	85	229	41.4	8.8	46.4	360
3.1; з, я	3394	1	14.9	0.95	6.37	4.28	0.38	9.32	31.1	59.2	139	24.8	1.47	87.7	11.66
6.1; я	2106	0.35	4.96	0.08	0.85	1.24	1.03	14.7	153.3	489	720	94.5	1.4	13.7	0.56
9.1; я	2148	0.08	6.58	0.04	0.79	1.86	0.33	9.65	38.43	95.9	191	30.8	1.14	19.1	0.3
14.1; з, я	3493	0.07	9.72	0.09	1.12	2.67	0.21	17.15	86.1	188	346	53.8	0.97	44.3	0.36
15.1; з, я	3500	0.18	19.71	0.15	1.93	3.92	0.41	20.1	85.2	176	294	48.6	0.99	37.9	4.8
17.1; з, я	3506	0.02	13.6	0.07	1.12	2.81	0.16	17.1	80.5	181	307	50	0.9	47.8	0.73
гранат-биотитовый гнейс обр. 99-156															
1.1; я	3507	0.81	16.48	1.64	12.21	6.06	1.7	15.3	41.8	78.5	134	21.7	1.4	14.3	9.11
1.2; т, к	3426	7.58	109	22.1	146	42.1	7.18	40.3	36.6	58.2	127	19.4	5	71.2	54.9
1.3; с, к	2860	0.23	3.69	0.55	3.85	1.3	0.23	2.17	7.35	23.6	63	13	0.9	20.2	4.56
3.1; я	3416	0.35	31.9	0.45	4.38	5.77	0.74	30.1	126	291	512	80.8	0.9	45.6	2.38
4.1; я	3631	1.02	19.68	0.62	3.69	2.71	0.42	11.52	32.4	60.9	108	18.6	1.2	20.1	2.98
4.2; к	3508	1.36	25.36	2.59	25.34	12.81	1.9	22.8	61.88	116	220	32.7	3	61.2	21.7
5.1; я	3498	0.38	45.99	1.01	12.59	16.43	3.33	70.9	217	390	603	95.2	1.6	5.84	3.31
10.1; с, к	2077	10.3	96.9	16.9	112	35.8	9.88	38.8	45.4	106	329	63.8	9	11.3	90.4

Продолжение таблицы В.2

точка	Ti	Sr	Y	Nb	Hf	Th	U	Eu/Eu	Ce/Ce	(Lu/La) _n	(Lu/Sm) _n	(Yb/Gd) _n	ЛРЗЭ	ТРЗЭ	T, °C
метатоналит обр. UR 163															
1.1; я	47.1	8.5	1511	57.3	7040	107	362	0.2	2.1	8.3	0.40	2.0	923	871	901
1.2; я	1015	22.7	2029	54.9	7054	430	2078	0.2	2.1	25	1.40	5.6	466	1061	1421
2.1; к	35.9	5.44	512	42.5	7397	29	304	0.3	2	32.4	1.86	8.5	180	420	870
3.1; з, я	8.81	0.81	414	35.5	7630	79	602	0.2	3.7	239	5.79	14.9	28	263	732
6.1; я	17.4	1.25	3005	74	9182	135	1443	0.7	7.3	2597	76.21	49.0	9	1472	794
9.1; я	4.82	0.73	578	18.3	6978	23	104	0.2	28.1	3675	16.56	19.8	10	366	682
14.1; з, я	4.74	0.87	1172	7.13	7163	74	200	0.1	29.9	7276	20.15	20.2	14	691	681
15.1; з, я	5.39	0.81	1108	5.99	6782	139	276	0.1	29.4	2666	12.40	14.6	26	624	691
17.1; з, я	7.41	0.92	1116	10.3	7105	121	288	0.1	83.7	22087	17.79	18.0	18	636	717
гранат-биотитовый гнейс обр. UR 156															
1.1; я	12.46	0.56	492	46.42	5390	40	119	0.5	3.5	258	3.58	8.8	39	291	763
1.2; т, к	22.21	2.02	391	36.2	7389	47	450	0.5	2	22.4	0.46	3.2	334	282	819
1.3; с, к	4.37	0.61	142	21.2	7414	5	95	0.4	2.5	548	10.00	29.0	10	109	675
3.1; я	6.13	0.93	1792	29.2	6370	204	365	0.2	19.5	22.4	14.00	17.0	44	1040	702
4.1; я	6.46	0.61	412	7.76	5116	52	97	0.2	6	232	6.86	9.4	28	231	771
4.2; к	9.57	1.08	814	9.68	6320	69	258	0.3	3.3	232	2.55	9.6	69	453	706
5.1; я	6.84	1.01	2464	21.1	5641	320	407	0.3	18	2406	5.79	8.5	80	1376	702
10.1; с, к	19.21	3.58	650	20.9	8276	5	263	0.8	1.8	59.6	1.78	8.5	282	583	804

Примечание: нумерация проб как в таблице В.1.; я = ядро; к = край; с = светлый; т = темный; з = зональный.