

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИГХ СО РАН)

УДК 550.4+552.3+552.4

Рег. № 121102500039-6

УТВЕРЖДАЮ

Директор ИГХ СО РАН,

доктор геолого-минералогических наук

А.Б. Перепелов

« 21 » января 2025 г.

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ В РЕЦИКЛИНГЕ ВЕЩЕСТВА И В ФОРМИРОВАНИИ ИЗОТОПНО-
ГЕОХИМИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В
СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

(промежуточный)

Шифр проекта № 0284-2021-0007

Направление и разделы фундаментальных и поисковых научных исследований:

1.5.4. Геохимия и космохимия

1.5.4.1. Изучение химического состава Земли и ее оболочек

1.5.4.2. Изотопная геохимия и геохронология

Протокол Ученого совета ИГХ СО РАН № 2 от 24 января 2025 г.

Руководитель проекта, главный научный сотрудник,

доктор геолого-минералогических наук

А.Б. Перепелов

Иркутск 2024

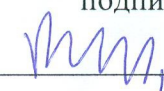
СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель проекта, доктор геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 А.Б. Перепелов (введение, заключение)
--	---	--

Ответственные исполнители:

Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 В.С. Антипин, (раздел 1)
--	---	---

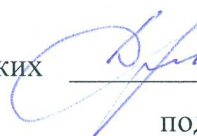
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 В.А. Макрыгина (разделы 7)
--	---	---

Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 В.И. Левицкий (раздел 3)
--	---	---

Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 И.С. Перетяжко (раздел 5)
--	---	--

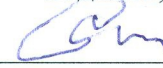
Главный научный сотрудник, академик РАН	 _____ подпись, дата	16.01.2025 В.С. Шацкий (раздел 8)
--	---	---

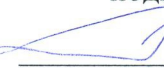
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 Л.Г. Кузнецова (раздел 2)
---	---	--

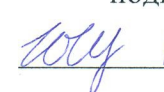
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 С.И. Дриль (раздел 10)
---	---	---

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 Е.А. Савина (раздел 5)
---	---	---

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 С.Ю. Скузоватов (раздел 8)
---	---	---

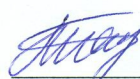
Старший научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 С.В. Ефремов (раздел 4)
--	---	--

Гланый научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 _____ подпись, дата	16.01.2025 А.Б. Перепелов (раздел 9)
---	---	--

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических	 _____ подпись, дата	16.01.2025 Ю.Д. Щербаков (раздел 9)
---	---	---

наук

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук

 16.01.2025

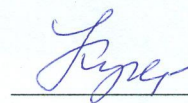
Т.А. Радомская

подпись, дата

(раздел 6)

Исполнители:

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук

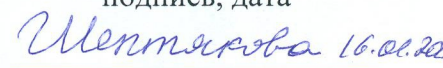
 16.01.2025

Л.В. Куш

подпись, дата

(раздел 1)

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук

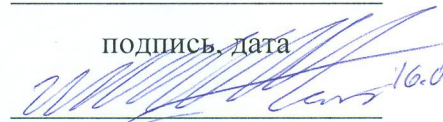
 16.01.2025

Н.В. Шептякова

подпись, дата

(раздел 1)

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук

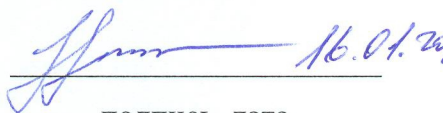
 16.01.2025

И.В. Левицкий

подпись, дата

(раздел 3)

Младший научный сотрудник,
кандидат геолого-минералогических
наук

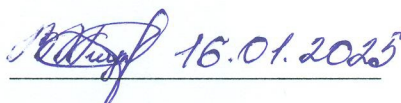
 16.01.2025

Ю.В. Носкова

подпись, дата

(раздел 10)

Младший научный сотрудник,
кандидат геолого-минералогических
наук

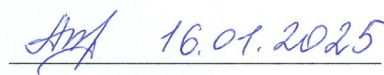
 16.01.2025

В.Е. Глушкова

подпись, дата

(раздел 5)

Младший научный сотрудник,
кандидат геолого-минералогических
наук

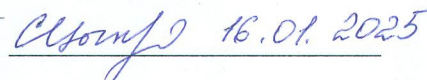
 16.01.2025

А.С. Дмитриева

подпись, дата

(раздел 5)

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук

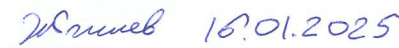
 16.01.2025

С.С. Цыпукова

подпись, дата

(раздел 9)

Младший научный сотрудник

 16.01.2025

А.П. Жгилев

подпись, дата

(раздел 9)

Младший научный сотрудник

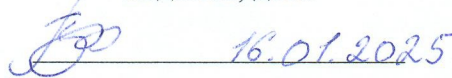
 16.01.2025

А.М. Доржеева

подпись, дата

(раздел 10)

Инженер-исследователь

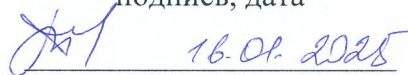
 16.01.2025

В.В. Гавриленко

подпись, дата

(раздел 6)

Нормоконтролер

 16.01.2025

Т.Ю. Гармышева

подпись, дата

РЕФЕРАТ

Стр. 137, рис. 47, табл. 9, лит. 171, прилож. 2.

ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ, МЕТАМОРФИЗМ, ВУЛКАНИЗМ, ПИРОМЕТАМОРФИЗМ, ГЕОДИНАМИКА, ОРУДЕНЕНИЕ

Проведена систематизация геохронологических и петролого-геохимических данных по известково-щелочным гранитоидам и редкометалльным гранитам Li-F типа Центрально-Азиатского складчатого пояса. Получены данные о последовательности формирования и составе гранитоидов рудно-магматического узла Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов. Разработана методология систематизации петро- и геохимических данных для анализа источников разновозрастных метаосадочных пород. Для пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации Восточного Саяна обоснованы индикаторы высокоградиентного метаморфизма и его влияние на построение генетических моделей. Вулканические конуса на плато гайота Альба свидетельствуют о масштабных извержениях базанитовых *petit-spot* вулканов в миоцене на меловых гайотах и подводных горах Тихого океана. Для пирометаморфических комплексов Монголии установлена возможность формирования богатых Са расплавов при коровом плавлении осадочных пород в присутствии обогащенной CO₂ флюидной фазы. Состав онгонитов массива Ары-Булак определялся формированием в ходе флюидно-магматического процесса с фторидно-силикатной жидкостной несмесимостью. Установлена связь первичного оруденения Nb в Большетагнинском массиве с апатит-тетраферрианнитовыми породами и апатитолитами и его перераспределение при калишпатизации и образовании рудных карбонатитов. Охарактеризованы возрастные рубежи и источники флюидов для формирования магнизиальных метасоматитов Кутимского блока Чуйской глыбы. Изотопно-геохимические особенности эклогитов Тянь-Шаня указывают на гетерогенность субдуцированной литосферы и долгоживущий обогащенный мантийный источник при эволюции палеозойских океанических бассейнов. Сформулирована модель эволюции магматической системы Тэсийнгольского ареала Северной Монголии с участием силикатно-карбонатных расплавов, карбонатных флюидов и гранатсодержащих субстратов литосферы и конвектирующей мантии. В пределах Ононского террейна установлены океанические metabasalts с изотопными характеристиками ювенильной коры Монголо-Охотского пояса.

Государственное задание по проекту в 2024 году выполнено в полном объеме. В 2024 коллективом опубликовано 43 статьи, из них по теме проекта опубликовано 14 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 4 статьи WOS квартилей Q1 и Q2, представлено 16 устных докладов на всероссийских научных конференциях. В 2024 году исполнителями проекта защищены 2 кандидатские диссертации.

СОДЕРЖАНИЕ

ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ.....	7
ВВЕДЕНИЕ.....	8
ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА.....	10
Раздел 1 Оценка минералого-геохимической специализации редкометалльных типов гранитно-пегматитовых комплексов южного обрамления Сибирского кратона и анализ их потенциальной рудоносности.....	10
1.1 Гранитно-пегматитовые комплексы Прибайкалья (Ольхонский регион)..<	10
1.2 Гранитно-пегматитовые комплексы Монголии.....	11
Раздел 2 Тектоническая обстановка формирования, особенности состава и источники вещества раннепалеозойских магматических ассоциаций Дзос-Хусуингольского рудно-магматического узла Южного Сангилена по геологическим, геохимическим и изотопным данным.....	16
Раздел 3 Метаосадочные породы докембрийских комплексов Сибирского кратона, Фенно-Скандинавского щита, Бадахшанского массива и обрамления фанерозойских (альпийских) подвижных поясов, выявление закономерностей осадкообразования от раннего докембрия до кайнозоя.....	19
Раздел 4 Оценка возможности восстановления первичных геохимических и изотопных составов пород тоналит-трондjemит-гранодиоритовой ассоциации, подвергшихся высокоградиентному метаморфизму, для установления источников вещества и доли слэбового расплава в их генезисе.....	28
Раздел 5 Оценка условий происхождения щелочных магм в эволюции океанической литосферы Тихого океана (гайот Альба, Магеллановы Горы); минералого-геохимические особенности неизмененных и метаморфизованных карбонатных и осадочных пород и состава ассоциирующих флюидов и расплавов в пирометаморфических комплексах Монголии.....	44
5.1 Исследования вулканических пород Магеллановых Гор.....	44
5.2 Исследования пород пирометаморфических комплексов Монголии.....	51
5.3 Исследования пород массива онгонитов Ары-Булак в Восточном Забайкалье.....	59
Раздел 6 Минералого-геохимические особенности месторождений стратегических металлов, связанных с Зиминской группой щелочнокарбонатитовых интрузий (Восточный Саян), условия формирования пород и руд с Ta-Nb-минерализацией Большетагнинского массива.....	64

Раздел 7 Условия формирования магнезиальных метасоматитов на примере Кутимского блока (выступ Сибирской платформы).....	71
Раздел 8 Масштабы изотопно-геохимических вариаций в эклогитах высокobarических комплексов Киргизского Тянь-Шаня.....	73
8.1 Минералого-петрографические характеристики эклогитов.....	74
8.2 Состав породообразующих и акцессорных минералов.....	76
8.3 Термобарометрия эклогито.....	79
8.4 Петрогеохимические особенности и изотопный состав Nd–Sr эклогитов.....	81
8.5 Причины изотопно-геохимических вариаций в эклогитсодержащей литосфере.....	83
Раздел 9 Условия происхождения щелочных магм и ассоциирующих мегакристаллов темноцветных минералов в субконтинентальной мантии Северной Монголии.....	86
Раздел 10 Геохимические и изотопные (Sm-Nd) характеристики метабазитов офиолитовой природы Забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса	101
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	106
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	112
ПРИЛОЖЕНИЕ А. СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОЕКТА.....	128
ПРИЛОЖЕНИЕ Б. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ТАБЛИЦЫ И РИСУНКИ.....	136

ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие термины с соответствующими определениями:

DM – деплетированная мантия

EMI, EMII – типы обогащенной мантии

HFSE – высоkozарядные элементы

IAB – базальты островных дуг

LC, UC – нижняя (LC) и верхняя (UC) кора

LOI – потери при прокаливании

Mg# - коэффициент магнезиальности

MORB – базальты океанических хребтов

MZ1 – ранний мезозой

MZ2 – поздний мезозой

OIB – базальты океанических островов

ORG – граниты океанических хребтов

P – давление

Post-COLG – постколлизийные граниты

REE, LREE, HREE – редкоземельные элементы

Syn-COLG – синколлизийные граниты

T - температура

TDM2 – модельный изотопный возраст

TTG – трондjemит-тоналит-гранитная ассоциация

UR – однородный изотопный резервуар

VAG – граниты вулканических дуг

WPG – внутриплитные граниты

ВВЕДЕНИЕ

Целью выполняемого проекта Государственного задания «Роль магматических, метаморфических и геодинамических процессов в рециклинге вещества и в формировании изотопно-геохимически неоднородной континентальной литосферы в складчатом обрамлении Сибирского кратона» в 2024 году являлось получение новых данных о роли геодинамических, метаморфических и магмогенерирующих процессов в формировании изотопно и геохимически неоднородной континентальной литосферы и специализированных источников магматического и рудного вещества в докембрийско-фанерозойской истории развития Центрально-Азиатского орогенного пояса (САОВ) и перикратонных областей Сибирского кратона. Исследования проводились на примере геологических объектов Прибайкалья, Забайкалья, Тывы, а также Тянь-Шаня, Памира, Монголии, Камчатки и гайотов Тихого океана с целью получения сравнительных данных.

В 2024 году проводились и выполнены исследования в соответствии со следующими поставленными в проекте задачами:

- оценка минералого-геохимической специализации редкометалльных типов гранитно-пегматитовых комплексов южного обрамления Сибирского кратона и анализ их потенциальной рудоносности;
- определение тектонической обстановки формирования, особенностей состава и источники вещества раннепалеозойских магматических ассоциаций рудно-магматических узлов Южного Сангиленга;
- изучение метаосадочных пород и выявление закономерностей осадкообразования от раннего докембрия до кайнозоя на примере докембрийских комплексов Сибирского кратона и обрамления фанерозойских (альпийских) подвижных поясов;
- установление источников вещества и доли слэбового расплава в генезисе пород тоналит-трондjemит-гранодиоритовой ассоциации, подвергшихся высокоградиентному метаморфизму;
- оценка условий происхождения щелочных магм в эволюции океанической литосферы Тихого океана (гайот Альба, Магеллановы Горы);
- установление минералого-геохимических особенностей неизмененных и метаморфизованных карбонатных и осадочных пород в пирометаморфических комплексах Монголии;
- исследования пород массива онгонитов Ары-Булак в Восточном Забайкалье;

- установление минералого-геохимических особенностей месторождений стратегических металлов, связанных с Зиминской группой щелочнокарбонатитовых интрузий (Восточный Саян);

- установление условий формирования магнезиальных метасоматитов на примере Кутимского блока (выступ Сибирской платформы);

- определение масштабов изотопно-геохимических вариаций в эклогитах высокобарических комплексов Киргизского Тянь-Шаня;

- установление условий происхождения щелочных магм и ассоциирующих мегакристаллов темноцветных минералов в субконтинентальной мантии Северной Монголии;

- = определение геохимических и изотопных характеристик метабазитов офиолитовой природы Забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса.

В исследованиях участвовали научные коллективы 3-х лабораторий: геохимии изотопов, лаборатории геохимии гранитоидного магматизма и метаморфизма, физико-химической петрологии и генетической минералогии Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. В составе коллектива проекта: 1 академик РАН, 6 докторов наук, 12 кандидатов наук, 3 молодых научных сотрудников без степени, а также инженерно-технический персонал в количестве 13 человек, в основном химики-аналитики и инженеры по обслуживанию научного оборудования.

В основной части представленного отчета содержатся результаты проведенных в 2024 году исследований, раскрывающих методы исследований, объем полученных данных и главные выводы.

Государственное задание по проекту в 2024 году выполнено в полном объеме. В 2024 коллективом опубликовано 43 статьи, из них по теме проекта опубликовано 14 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 4 статьи WOS квартилей Q1 и Q2, представлено 16 устных докладов на всероссийских научных конференциях. В 2024 году исполнителями проекта защищены 2 кандидатские диссертации.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА

Раздел 1 Оценка минералого-геохимической специализации редкометалльных типов гранитно-пегматитовых комплексов южного обрамления Сибирского кратона и анализ их потенциальной рудоносности

1.1 Гранитно-пегматитовые комплексы Прибайкалья (Ольхонский регион)

В связи с масштабным развитием возобновляемой энергетики в 21 веке огромное значение приобретают литий-ионные аккумуляторы, которые способствуют решению проблем дефицита энергоресурсов. По оценкам исследователей в России установлены значительные запасы лития, которые находят широкое применение в атомной энергетике, металлургии, керамике и других отраслях производства. В настоящее время к главным источникам Li относятся природные и техногенные рассолы, а также минеральные рудопроявления и редкометалльные месторождения, которые петрогенетически часто связаны с лейкогранитовыми комплексами, а также литий-фтористыми гранитами, субвулканическими онгонитами и натро-литиевыми пегматитами [1], содержащими Li минерализацию (Кингс-Маунтин в США, Завитинское, Гольцовое, Колмозеро, Тастыгское и др. в России).

Перечисленные минералого-геохимические типы пород широкое развитие получили в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где был интенсивно проявлен внутриплитный гранитоидный магматизм в разновозрастные геологические эпохи. Характерной особенностью его проявления является формирование зональных ареалов с нахождением в их центральных частях мезоабиссальных батолитов (Хангайский, Дауро-Хэнтэйский, Ангаро-Витмский и др.) с преобладанием известково-щелочных гранитоидов, с которыми обычно не связано редкометалльное оруденение. Однако в периферийных зонах магматических ареалов редкометалльная минерализация часто ассоциирует с небольшими интрузиями и протяженными дайковыми поясами субвулканических редкометалльных гранитов и пегматитов (Уругудей-Утуликский пояс Прибайкалья, Онгон-Хайрханский и Абдар-Хошутулинский пояса Центральной Монголии, которые образуются вслед за становлением массивов рудоносных Li-F гранитов.

Систематизация ранее опубликованных и новых данных возраста свидетельствует о широком возрастном диапазоне формирования редкометалльных типов пород (пегматиты, редкометалльные Li-F граниты) от раннепалеозойских до позднемезозойских в пределах ЦАСП. Породы двух гранитоидных комплексов широко проявлены в Ольхонском регионе: раннепалеозойские шаранурские S-типа граниты формировались в коллизионной обстановке

а среднепалеозойские аинские редкометалльные граниты и пегматиты фиксируют переход к внутриплитной геодинамической обстановке. Шаранурские мигматиты, граниты и шлировые пегматиты залегают в нижних гнейсах Ольхонской серии. Аинские граниты и пегматиты формируются в зонах растяжения в условиях внутриплитной геодинамической обстановки. Породы этих комплексов демонстрируют резко различные геохимические характеристики: Аинские редкометалльные амазонитовые граниты и пегматиты обогащены редкими металлами и обеднены Ba и Sr по сравнению с Шаранурскими гранитами. Типы редкометалльных пегматитов отличаются от пород Аинского комплекса, граниты с амазонитом Li-F типа содержат редкометалльную минерализацию, а без амазонита относятся к Be-Nb-Ta редкометалльному типу (Рисунок 1).

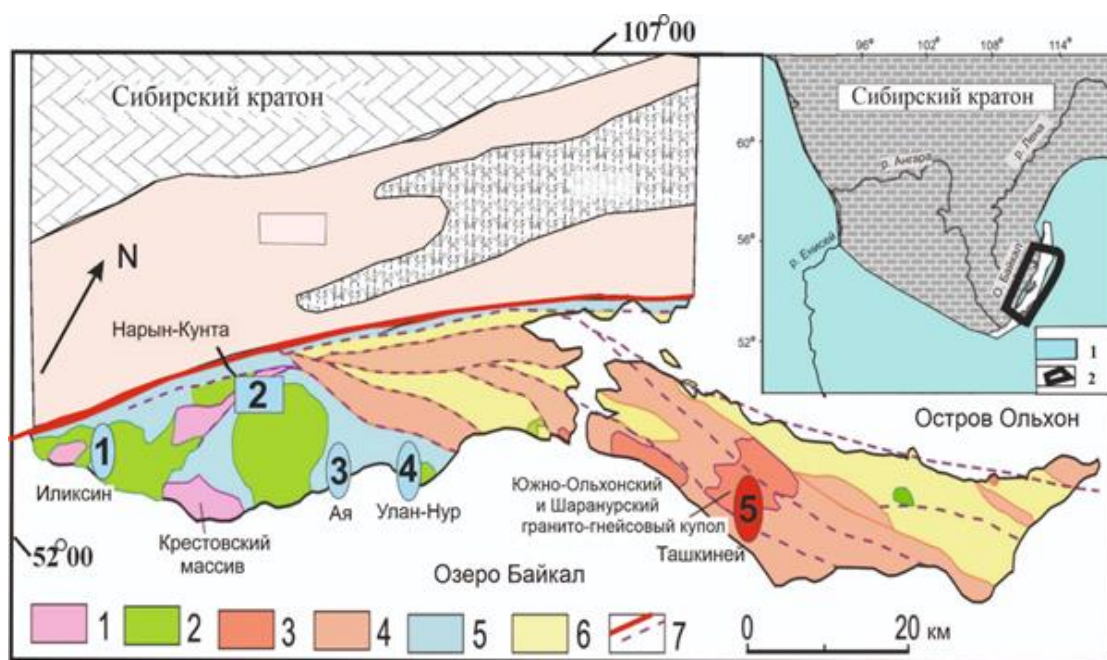


Рисунок 1 – Геологическая карта Ольхонского региона Прибайкалья [2], с дополнениями авторов)

Условные обозначения: 1 – габбро, диориты, гранодиорит, Хайдайский комплекс; 2 – габбро, Озерский комплекс; 3 – доломитовые мраморы и вулканогенные породы (серия Анга); 4 – граниты и 5 – гранито-гнейсы и мигматиты, Шаранурский комплекс; 6 – кальцитовые мраморы, гнейсы, амфиболиты, кварциты (Ольхонская серия); 7 – зоны сдвига. На северо-запад выходят пегматитовые дайки: 1 – Иликсин; 2 – Нарын-Кунта; 3 – Ая; 4 – Улан-Нур; 5 – Ташкиней. Объекты исследования показаны в виде овалов, уменьшенных в масштабе.

1.2 Гранитно-пегматитовые комплексы Монголии

На территории Центральной и Восточной Монголии представительными массивами редкометалльных гранитов раннемезозойского возраста являются Жанчивланский, Бага-Газрынский и др., по которым были получены первые данные возраста, минералогии, геохимической эволюции и рудоносности [3-6]. Гранитоиды позднемезозойского ареала

Монголии проявлены и исследованы в меньшей степени (Рисунок 2). В регионах Восточной Монголии наиболее представительным и крупным среди массивов позднемезозойских (MZ₂) известково-щелочных гранитоидов является Их-Наротин-Хидский массив, который по размерам, многофазному строению и петрографическим характеристикам пород близок к Бага-Хэнтэйскому плутону Центральной Монголии (MZ₁), и до настоящего времени оставался мало изученным. К наименее исследованным относятся также рудоносные Барун-Цогтинские интрузии редкометалльных Li-F гранитов, расположенные в Южно-Керуленском поднятии Восточной Монголии, к которым приурочено вольфрамовое месторождение Барун-Цогто. На примере эталонных массивов известково-щелочного и редкометалльно-гранитного магматизма (MZ₂) Монголии на основе новых данных возраста, минералогии и геохимии проведен анализ условий формирования гранитов различных вещественных типов с оценкой их рудоносности [7].

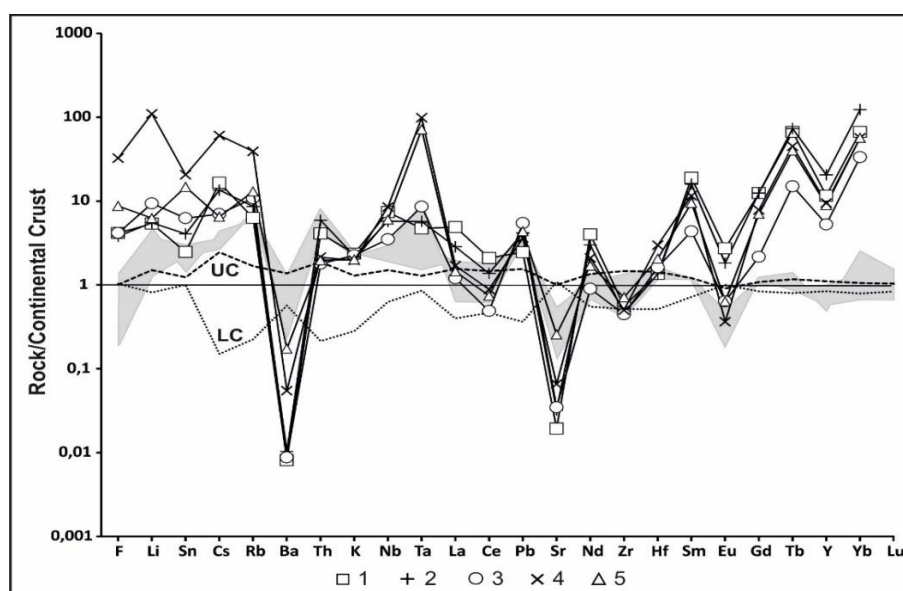


Рисунок 2 – Распределение редких и редкоземельных элементов в позднемезозойских гранитоидах Монголии (Их-Наротин-Хидский, Барун-Цогтинские массивы и онгониты Онгон-Хайрхана)

Условные обозначения: Поле на диаграмме - 1, 2, 3 фазы известково-щелочных гранитоидов массива Их-Наротин-Хидский. Условные обозначения: Барун-Цогтинские интрузии Li-F гранитов: 1 – биотитовый гранит, 2 – лейкогранит, 3 – амазонит-альбитовый пегматоидный гранит; Онгониты Онгон-Хайрхана: 4 – дайка Амазонитовая, 5 – дайка Штокверковая. На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры. Содержания элементов нормированы на средний состав континентальной коры [8].

Их-Наротин-Хидский массив расположен в пределах Северной Гоби на границе каледонских и докембрийских структур, приурочен к системе разломов северо-восточного простирания и занимает площадь около 400 км². Граниты ранних фаз массива секутся

дайками и пластовыми телами мелкозернистых лейкогранитов, аплитов, либо жилами и шлировыми телами пегматитов. В центральных частях зональных шлировых пегматитов нередко проявлены крупноблочные пегматоидные образования с биотитом, мусковитом и гранатом, для которых характерны редкие гнезда, содержащие берилл и рудные минералы. К наиболее поздним образованиям в массиве относятся флюоритовые жилы. Характерными акцессорными минералами гранитов Их-Наротин-Хидского массива являются титанит, апатит, циркон, алланит, флюорит, редко монацит и рудные: магнетит, пирит, гематит и ильменит. В среднезернистых биотитовых гранитах и мелкозернистых пегматоидных гранитах в районе восточного эндоконтакта массива проявлены зоны грейзенизации, содержащие серию кварцевых жил с вольфрамитом. Простираение жил субмеридиональное. Они сложены кварцем, вольфрамитом и K-Na полевым шпатом. В поздних гранитах массива отмечены жильные зоны кварц-флюоритовых пород с агрегатами мусковита. При грейзенизации гранитов наблюдается зональность: двуслюдяные граниты—мусковит-полевошпатовые грейзены.

Барун-Цогтинские интрузии редкометалльных Li-F гранитов, к которым приурочено одноименное W месторождение, расположены в южной части позднемезозойского ареала магматизма и приурочены к субширотной зоне глубинного разлома, по которому сочленяются области каледонской и раннегерцинской складчатости. В районе месторождения Барун-Цогто находятся два небольших массива: Восточный (3.7×1.5 км) и Западный (0.65×0.5 км). Редкометалльные граниты Барун-Цогтинских массивов сложены преимущественно олигоклаз-альбитом, K-Na полевым шпатом ($Or_{85-88}Ab_{15-12}$), редко циннвальдитом и иногда мусковитом. В качестве акцессорных минералов отмечены флюорит, циркон, колумбит, монацит, торит. На Восточном участке проявлены кварц-вольфрамитовая жила и грейзены, на Главном – рудные тела представлены кварц-вольфрамитовыми жилами протяженностью до 400 м. Среди осадочных пород в кварцевых жилах отмечены мусковит, флюорит, берилл, вольфрамит, шеелит, халькопирит, сфалерит, молибденит, пирит. Присутствие в породах массивов карбонатов, фосфатов, силикатов и оксидов, а также элементов ряда Sn, TR, Pb, Ta, Nb, Th и U свидетельствует о вариациях условий кристаллизации Li-F гранитной магмы и о ее потенциальной рудоносности. На примере модельных часто зональных по строению редкометалльных массивов Монголии MZ_1 и MZ_2 ареалов было показано [9, 10], что процессы эволюции Li-F гранитов приводят в одних случаях к образованию на поздних этапах альбит-лепидолитовых гранитов (Жанчивланский), а в других – амазонит-альбитовых разновидностей пород (Абдарский, Барун-Цогтинские и др.). В эндоконтактных зонах таких интрузий среди амазонит-альбитовых гранитов проявлены шлировые пегматоидные тела. В периферических частях

этих шлиров наблюдались мелкозернистые вплоть до стекловатых породы типа кератофиров, имеющих геохимическое сходство с онгонитами. Онгониты и онгориолиты характеризуются наибольшим обогащением индикаторными для них литофильными и рудными элементами. В общей схеме позднемезозойского магматизма Монголо-Охотского пояса онгониты Восточной Монголии, находятся в составе интрузивно-дайкового пояса, расположенного вблизи Онгон-Хайрханского гранитного массива в пределах магматического ареала.

В районе Онгон-Хайрхана (Центральная Монголия) выделены две субпараллельные серии даек онгонитов. Дайка Амазонитовая в северной части протягивается на 200 м при толщине до 2,5 м. Наиболее крупная дайка Штокверковая имеет внутреннее строение, сходное с Амазонитовой, которая представлена наиболее дифференцированными онгонитами, является танталоносной (Ta-53-88 г/т при Nb/Ta 0.69-1.51) субвулканической породой, обогащенной Li, F и сходная по химическому составу с редкометалльными гранитами и пегматитами с лепидолитом Монголии (Жанчивланский массив). Западная половина дайки Штокверковой, как и вмещающие терригенные породы, пронизаны тонкими прожилками кварц-слюдистого состава с W и Sn орудуемением. Онгониты даек Амазонитовой и Штокверковой, как правило, порфиновые породы с переменным содержанием вкрапленников альбита, K-Na полевого шпата и кварца, редко слюды и топаза. По наличию в них щелочных полевых шпатов выделяются амазонитовые и микроклиновые онгониты, а при отсутствии вкрапленников породы представлены афировыми разновидностями. Слюды в онгонитах относятся к изоморфному ряду фенгит-мусковит и протолитионит-циннвальдит. В качестве аксессуарных минералов в онгонитах определены топаз, флюорит, гранат, циркон, монацит, ильменит, колумбит-танталит и касситерит. Геохимическая близость всех этих редкометалльных пород выражается обогащением их кроме фтора Li, Rb, Sn, Be, Ta, Nb, Hf, W. Геохимической характеристикой практически всех разновидностей онгонитов и Li-F гранитов являются резко пониженные концентрации в них Ba, Sr, Zr, Y и суммы REE. Весьма характерными для этих пород являются также индикаторные низкие значения K/Rb, Nb/Ta и Zr/Hf отношений по сравнению с гранитоидами известково-щелочного ряда. Сравнение средних содержаний большинства редких элементов в онгонитах исследованных даек показывает, что породы Амазонитовой дайки геохимически близки к поздним дифференциатам многофазных интрузий альбит - лепидолитовых Li-F гранитов и наиболее обогащены F, Li, Rb, Be, Sn, Ta, Nb. Значительно беднее этими элементами онгониты даек Штокверковой и Цох-Улинской, которые, вероятно, кристаллизовались из менее дифференцированного расплава и по редкоэлементному составу они имеют большее сходство с лейкогранитами и микроклин-альбитовыми гранитами таких интрузий. Онгониты дайки Амазонитовой характеризуются также наиболее низкими значениями K/Rb, Nb/Ta и

Zr/Hf отношений, что выделяет их как ультраредкометалльные образования среди всего спектра интрузивных и субвулканических пород Li-F геохимического типа. Из сравнительного минералого-геохимического анализа всего разнообразия онгонитов могут быть выделены разновидности, которые вполне сопоставимы по своим характеристикам с главными разновидностями редкометалльных Li-F гранитов.

ВЫВОДЫ

1. На основании систематизации полученных ранее и новых геологических данных, возраста, минерального состава и петролого-геохимических особенностей массивов известково-щелочных гранитоидов и редкометалльных гранитов Li-F типа показано их развитие в широком возрастном интервале при формировании разновозрастных мезозойских ареалов гранитоидного магматизма в ЦАСП. Проведен минералого-геохимический анализ эволюции массива палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (Их-Наротин Хидский, MZ2) и интрузий редкометалльных Li-F гранитов (Барун-Цогтинские) Монголии и определены их петролого-геохимические различия.

2. В пределах периферийных зон MZ1 и MZ2 магматических ареалов оруденение часто ассоциирует с многофазными массивами и малыми интрузиями редкометалльных Li-F гранитов Монголии. Редкометалльным гранитам свойственно снижение величин индикаторных K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf отношений и характерным является закономерный рост концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, W, Be, Ta, Nb при процессах эволюции магм Li-F типа. При этом важную роль при формировании потенциально рудоносных в отношении Li, Ta, Sn, W, гранитов и онгонитов играют процессы магматической и флюидно-магматической дифференциации.

3. В большинстве интрузий рудоносных редкометалльных Li-F гранитов установлены существенные вариации содержаний Sn и W в магматических и особенно метасоматических породах. На магматическом этапе в зональных массивах и интрузиях в значительной мере как Sn, так и W обогащены пегматоидные разновидности амазонит-альбитовых гранитов и пегматиты: Бага-Газрынский (MZ1) и Барун-Цогтинские (MZ2) массивы.

4. Учитывая широкие вариации возраста формирования (321-126 млн. лет), редкоэлементного и изотопного состава редкометалльных Li-F гранитов, распространенных в пределах различных зон крупных ареалов магматизма, допускается вещественное влияние мантийных источников плюмов на состав редкометалльных гранитных магм и на их рудоносность [9].

Раздел 2 Тектоническая обстановка формирования, особенности состава и источники вещества раннепалеозойских магматических ассоциаций Дзос-Хусуингольского рудно-магматического узла Южного Сангилене по геологическим, геохимическим и изотопным данным

В Дзос-Хусуингольском рудно-магматическом узле - ключевом в Южно-Сангиленском поясе (ЮСП) проявлений редкометалльных пегматитов Тувино-Монгольского микроконтинента, входящего в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, - проведены детальные исследования гранитоидов 3-х интрузивных массивов - Дзос-Хусуингольского (ДХГ), Нижне-Хусуингольского (НХГ) и Верхне-Тастыгского (ВТС), а также окружающих их даек и жильных серий сподуменовых пегматитов Тастыгского месторождения лития и нескольких литиевых рудопоявлений, расположенных рядом с этими массивами. Ранее выполненное определение абсолютного возраста гранитоидов массива ДХГ и пегматитов Тастыгского месторождения лития (U-Pb по циркону, SIMS SHRIMP-II) [11] позволили выделить в этом регионе два импульса гранитообразования (506.8 ± 6.2 и 489 ± 4 млн. лет), с последним из которых субсинхронно время формирования редкометалльных пегматитов Тастыгского месторождения (483 ± 13 млн. лет).

На основе вновь полученных более обширных геологических данных о последовательности формирования и вещественном составе магматических пород Дзос-Хусуингольского рудно-магматического узла (или пегматитового поля) установлено, что в нем, как и в других пегматитовых полях ЮСП [11, 12], распространены интрузии четырех магматических ассоциаций: (1) габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовой, (2) тоналит-плагиогранитовой, (3) монцогаббро-щелочногранитовой и (4) гранит-лейкогранитовой, ранее выделенной как кыстарысский гранитный комплекс. Однако, в Дзос-Хусуингольском поле породы 1-ой и 3-ей ассоциаций образуют лишь малые интрузивные тела, сгруппированные, как и жилы сподуменовых пегматитов, вблизи зон разломов; а гранитоиды 2-й и 4-й ассоциаций сформировали относительно крупные ($10-45 \text{ км}^2$) массивы – в том числе Дзос-Хусуингольский (ДХГ) и Нижне-Хусуингольский (НХГ).

Массив ДХГ гетерогенный и сложен породами 2-й и 4-й ассоциаций: в нем преобладают биотитовые порфировидные граниты кыстарысского комплекса, прорывающие на его восточном и юго-восточном фланге тоналиты и плагиограниты более ранней магматической ассоциации 2 [11].

Небольшой ($2-3 \text{ км}^2$) Верхне-Тастыгский массив расположен в непосредственной близости от месторождения Тастыг ($< 2 \text{ км}$), поэтому его изучение имело важное значение для определения генетической связи пегматитов с гранитами. В нем наиболее

распространены двуслюдяные лейкограниты 4-й магматической ассоциации, которые прорывают мелкие интрузивные тела кварцевых диоритов 1-й магматической ассоциации и тоналитов 2-й магматической ассоциации. Дайки этих пород внедрялись по трещинам отслоения во вмещающих известняках, по которым вслед за ними внедрялись жилы сподуменовых пегматитов. Установлено, что несмотря на некоторое обогащение литием пегматоидных фракций лейкогранитов из Верхне-Тастыгского массива, образовавший их магматический расплав не мог служить источником руды месторождения Тастыг, хотя близкий возраст их формирования и изотопные данные (Sm-Nd) свидетельствует о парагенетической связи.

Нижне-Хусуингольский массив (НХГ) располагается в 10-15 км юго-западнее месторождения вблизи границы между Россией и Монголией, он рассечен руслом р. Хусуин-Гол и целиком сложен порфировидными биотитовыми гранитами с останцами гранодиоритов в эндоконтактах; в восточной части массива они фациально сменяются более лейкократовой мусковит-биотитовой разновидностью. Установлена идентичность их минерального и химического состава породам 4-й гранит-лейкогранитовой ассоциации - кыстарысского комплекса (Рисунок 3). Это позволяет прогнозировать возможность обнаружения вблизи массива НХГ новых проявлений сподуменовых пегматитов.

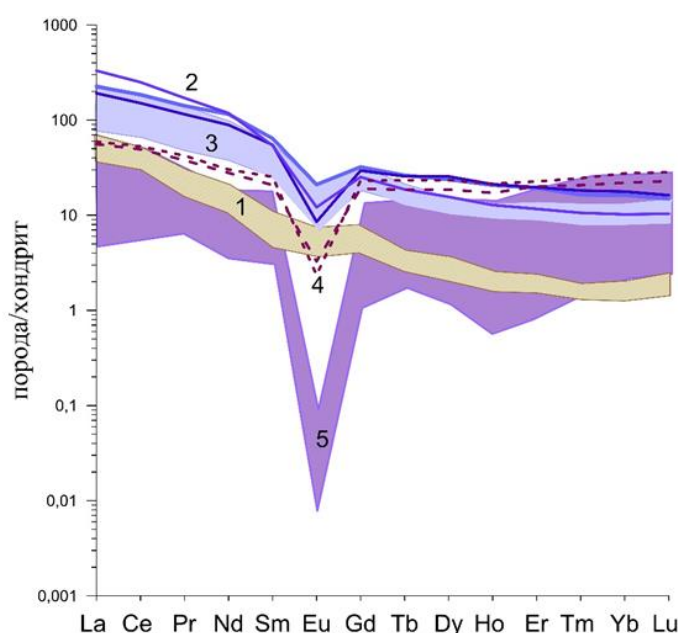


Рисунок 3 – Состав гранитоидов из 3-х массивов Дзос-Хусуингольского рудно-магматического узла и сподуменовых пегматитов месторождения Тастыг

Условные обозначения. Составы гранитоидов: 1 – поле составов плагиогранитов 2-й ассоциации из краевой части массива ДХГ; 2-4 – граниты 4-й ассоциации (кыстарысского комплекса), в том числе: 2 – из массива НХГ, 3 – поле составов гранитов главной фазы из массива ДХГ, 4 – лейкограниты из массива ВТС; 5 – поле составов сподуменовых пегматитов месторождения Тастыг.

ВЫВОДЫ

Новые данные о последовательности формирования, особенностях состава фазовых и фациальных разновидностей гранитоидов четырех магматических ассоциаций, установленных в Дзос-Хусуингольском рудно-магматическом узле Южно-Сангиленского пояса редкометальных пегматитов и непосредственно предшествовавших формированию последних, позволяют более точно координировать геологоразведочные работы на этих важных для экономики рудных объектах. Изучение редкоэлементного состава гранитоидов разных магматических ассоциаций Дзос-Хусуингольского рудно-магматического узла позволило определить геохимические критерии их отличия.

Раздел 3 Метаосадочные породы докембрийских комплексов Сибирского кратона, Фенно-Скандинавского щита, Бадахшанского массива и обрамления фанерозойских (альпийских) подвижных поясов, выявление закономерностей осадкообразования от раннего докембрия до кайнозоя

В 2024 г. обобщены материалы по метаосадочным породам типовых структур континентальной коры – гранулитовым и парагнейсовым метаморфическим комплексам докембрия Сибирского [Онотский и Таргазойский зеленокаменные (ОЗП, ТЗП) шарыжалгайский, китойский, черемшанский – гранулитовые)] и Фенноскандинавского (беломорский, кольский, лапландский, свекофенский) кратонов, палеопротерозойского Бадахшанского массива Ю-3 Памира. Выполнено изучение метаосадочных пород в комплексах подвижных поясов в обрамлении Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский); фанерозойского музкольского комплекса Ю-В Памира. Для барбитайского комплекса получены первые Sm-Nd изотопные данные.

Палеорекострукции составов метаосадочных пород проводились по методу А.Н. Неелова [13]. Были использованы параметры (атомные количества) – $a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и $b = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$. Эти величины отражают механизмы дифференциации в осадочном процессе (механического и химического выветривания–разрушения: a – (силикатный, глиноземистый модуль), b – суммарную меланократовость пород (для выделения осадочных, вулканитов, смешанных групп и надгрупп пород). При отсутствии наложенных ультраметаморфических преобразований (гранитизации) они отражают сохранение их составов, т.е. изохимичность процессов метаморфизма.

В комплексах докембрия и фанерозоя Восточкой Сибири, Северо-Запада России, Памира по параметрам a - b фиксируются близкие соотношения в них обломочных (не зрелых – метапсаммитолитов), зрелых (глинистых и пелитовых фракций) метаосадочных пород, кор выветривания. Среди изученных пород докембрия и фанерозоя наиболее широким распространением пользуются разности алевролитового, алевропелитового и пелит-аргиллитового составов, в меньшей степени – полимиктовые псаммитолиты и субсиаллиты. Разности алевропелитового и пелитаргиллитового составов являются тонкими фракциями продуктов разрушения протолитов. Они наиболее благоприятны для установления первичной природы раннего переработанного субстрата – протолитов метаосадочных пород.

В Сибирском кратоне метаосадочные породы широко распространены в Онотском и Таргазойском (Урикско-Ийском) зеленокаменных поясах (ОЗП, ТЗП). В шарыжалгайском и китойском комплексах, черемшанской свите они метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Возраст метаморфизма – 2.7-1.80 млн. лет. На Северо-Западе России также

распространены их возрастные аналоги алевропелитового и пелит-аргиллитового составов в беломорском, лапландском, кольском гранулитовых комплексах и зональном ладожском. На Юго-Западном Памире изучены породы палеопротерозойского бадахшанского комплекса, а в его обрамлении на Восточном Памире – музкольского, относимого к Альпийско-Гималайскому подвижному поясу. Фанерозойские комплексы Сибири приурочены к подвижным складчатым поясам в обрамлении Сибирского кратона – слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский.

При исследованиях метаосадочных пород [13] в комплексах Сибирского и Фенноскандинавского кратонов установлено крайне ограниченное развитие мономиктовых и олигомиктовых псаммитолитов в ОЗП, УИЗП, китойском, шарыжалгайском, беломорском, кольском комплексах в черемшанской свите. Несколько большее распространение они имеют в лапландском поясе и реконструируются как ультрасилициты (ортокварциты, кварцевые песчаники, кварцево-железистые и высокожелезистые обогащенные джеспилиты). Олигомиктовые псаммитолиты, силициты в обеих структурах слабо развиты. Полимиктовые псаммитолиты представлены субсилицитами – аркозами, субаркозами; кислыми туффитами, полимиктовыми, граувакковыми и железистыми песчаниками. Во всех комплексах Сибирского и Фенноскандинавского кратона всегда доминируют зрелые метаосадки – алевролиты (граувакковые), аргиллиты. Среди них туффиты основного и среднего составов, глиноземистые граувакки, железистые алевролиты. Распространены алевропелитовые аргиллиты – малоглиноземистые мергели, пелитовые аргиллиты – железистые и умеренноглиноземистые мергели. Субсиалиты, сиалиты (высокоглиноземистые пелитоиды) и латериты присутствуют только в китойском комплексе. Последние реконструируются как пиррофиллитовые, иллитовые глины, латеритные коры выветривания и их переотложения.

В комплексах обрамления Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский), как и комплексах Сибирского и Фенноскандинавского кратонов отмечается близкое соотношение незрелых и зрелых осадков, гидролизатов. В барбитайском комплексе среди псаммитолитов, реконструируются мономиктовые ультрасилициты (высокожелезистые – джеспилиты, обогащенные джеспилиты), олигомиктовые псаммитолиты – граувакковые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного составов, карбонатолиты. Шире распространены полимиктовые псаммитолиты, песчаники, туффиты, карбонатолиты. Гораздо больше во всех комплексах обрамления Сибирского кратона алевролитов, алевропелитовых аргиллитов. Алевролиты реконструируются – как собственно алевролиты, глиноземистые псаммитолиты, карбонатолиты, иногда с алевритовым или глиноземистым материалом. Среди

алевропелитовых аргиллитов встречены протолиты кислых туффов, малоглиноземистых мергелей. В меньшей степени, в комплексах обрамления Сибирского кратона развиты пелитовые аргиллиты – разнообразные мергели. Субсиалиты встречаются совсем редко и реконструируются как пироксилитовые, иллитовые, гидрослюдистые мергели. Сиаалиты развиты крайне ограниченно. В музкольском комплексе Памира по сравнению с Сибирскими больше распространены мономиктовые, олигомиктовые, полимиктовые псаммитолиты, алевропелитовые аргиллиты. В меньшей степени развиты – пелитовые аргиллиты, субсиалиты, сиаалиты, но широко – слабожелезистые, железистые латериты и, особенно, ферролатериты.

На Рисунке 4 приведены спайдердиаграммы средних содержаний петрогенных и редких элементов для комплексов Сибирского (Онотский ЗП, шарыжалгайский, китойский, черемшанский; выборка 1) и Фенноскандинавского (беломорский, кольский, лапландский, сфекофенский; выборка 2) кратонов; в комплексах подвижных поясов Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский; выборка 3); музкольского комплекса Восточного Памира (выборка 4). Обращает на себя симбатный характер линий, удивительно проявленный для концентраций петрогенных (10) и редких (24) элементов (Рисунок 4, выборки 1-4). Такое распределение элементов с одним порядком их содержаний отмечается в удаленных друг от друга комплексах Сибирского и Фенноскандинавского кратонов, Памира.

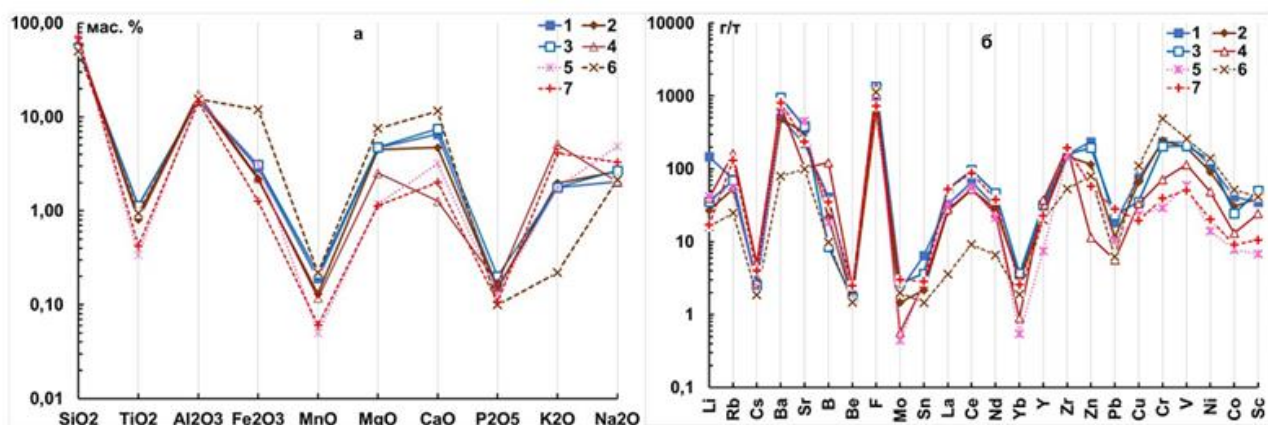


Рисунок 4 – Спайдердиаграммы содержаний петрогенных и редких элементов в метаосадочных породах комплексов Сибирского и Фенноскандинавского кратонов, Восточного Памира

Линии средних содержаний в породах комплексов: 1 – Сибирского и 2 – Фенноскандинавского кратонов; 3 – в подвижных поясах Сибирского кратона; 4 – музкольского комплекса Памира. 5 – состав ТТГА [15]; 6 – архейские толеиты ТН-1 [16]; 7 – состав палеопротерозойских гранитоидов в Сибирском кратоне (наши данные). Суммарное железо выражено в виде Fe_2O_3 .

Полученные результаты. В палеогеодинамическом плане слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский комплексы развитые по периферии Сибирского кратона являются фрагментами островодужных систем. Накопление осадков происходило большей частью в окраинных морях (задуговых, междугловых бассейнах). Об этом свидетельствует большая доля карбонатных пород в толщах, которая может достигать 50% в слюдянском комплексе [17].

Слюдянский комплекс. Нижние свиты – слюдянская (култукская слюдянская), средние – хангарульская (безымянская, харагольская), верхняя хамардабанская (корниловская, шибутуйская, толтинская). Они метаморфизованы в условиях от гранулитовой до зеленосланцевой фации [17]. В комплексе распространены метаосадочные кристалло-, гнейсы, -сланцы, мраморы ($\pm Do$, $\pm Cal$, $Cal-Do$, $Do-Cal$, $\pm Qw$), кальцифиры, мономинеральные и породы смешанного состава ($\pm Wo$, $\pm Px$, $\pm Qw$, $\pm Cal$) [17]. В хангарульском комплексе присутствуют кристаллосланцы и – гнейсы, мраморы ($\pm Do$, $\pm Cal$, $Cal-Do$, $Do-Cal \pm Qw$) и кальцифиры (Cal , $\pm Qw$, $\pm Px$, $\pm Gr$). В комплексе выделяют гранат- и гиперстен-кордиеритовую субфации регионального метаморфизма и наложенный на них диафторез [17]. Хамардабанский комплекс сложен породами корниловской (филлитовидные сланцы) и шибутуйской (грубообломочные породы) свит [18]. Возраст детритовых цирконов метатерригенных сланцев (гнейсов) –716–850 млн. лет [18], метаморфизованы – 480–495 млн. лет [19].

Барбитайский комплекс слагает Алхадырский терреин Кукшери-Ийского прогиба Центрально-Азиатского складчатого пояса, примыкающего к Бирюсинской глыбе Присяянского выступа фундамента Сибирского кратона. Среди метаосадочных пород распространены, кальцитовые мраморы, реже доломитовые, а также плагиосланцы и -гнейсы (Pl , $\pm Qw$, $\pm Amf$, $\pm Ky$, $\pm Gr$, $\pm Bt$). Барбитайский комплекс слабо изучен и в отчетном периоде 2024 г. в ИГГД РАН для дистенсодержащих плагиогнейсов получены первые Sm-Nd изотопные данные. Характерны отрицательные и сильно варьирующие величины $\epsilon Nd(t) = -5.5 - -17.0$. Они свидетельствуют о формировании метаосадочных дистенсодержащих пород за счет протолитов в разной степени обогащенных коровым материалом с варьирующими мезо-палеопротерозойскими модельными возрастными – 1700-2648 млн. лет. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений. Возраст метаморфизма – 600 млн. лет, магматизма – 450 млн. лет [20].

В ольхонском комплексе (Юго-Западное Прибайкалье) распространены плагиосланцы и – гнейсы, амфиболиты, мраморы варьирующих составов от доломитовых до кальцитовых, кальцифиры, кварциты [21]. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации – T 750-860° и P – 5-7 кб [21]. По детритовым цирконам гнейсов возраст комплекса оценивается

– 535-840 млн. лет, метаморфизм – 498-507 млн. лет [22]. Метаморфизован комплекс в условиях гранулитовой фации [21].

Святоносский комплекс присутствует в отдельных блоках в восточной прибрежной части оз. Байкал. В нем отмечаются плагиосланцы и – гнейсы, известково-силикатные плагиосланцы и – гнейсы, мраморы ($\pm Do$, $\pm Cal$, $\pm Qw$, $\pm Cpx$, $\pm Bt$), карбонатные и мономинеральные кварциты, мраморы ($\pm Cal$, $\pm Do$, $Cal-Do$). Возраст гранитов и сиенитов зазинского комплекса развитых в этом регионе, секущих метаморфические породы составляет 305–285 млн. лет [23].

Метаморфические комплексы, приуроченные к подвижным складчатым поясам обрамления Сибирского кратона, являются фрагментами островодужных систем. Накопление осадков происходило в окраинных морях (задуговых, междугловых бассейнах), что подтверждается широким распространением в толщах карбонатных пород. Их доля может достигать в свитах слюдянского комплекса 30-50%.

Палеорекострукции комплексов обрамления. В барбитайском – среди псаммитолитов, реконструируются мономиктовые ультрасилициты (высокожелезистые – джеспилиты, обогащенные джеспилиты), олигомиктовые псаммитолиты – граувакковые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного составов, карбонатолиты. Полимиктовые псаммитолиты распространены шире – разнообразные песчаники, туффиты, карбонатолиты. Более широко, чем псаммитолиты во всех стратиграфических подразделениях развиты алевролиты, алевропелитовые аргиллиты. Алевролиты реконструируются – глиноземистые псаммитолиты, карбонатолиты, иногда с алевролитовым или глиноземистым материалом. Среди алевропелитовых аргиллитов – протолиты кислых туффитов, малоглиноземистых мергелей. В меньшей степени в комплексах обрамления Сибирского кратона развиты пелитовые аргиллиты – разнообразные умеренноглиноземистые мергели. Субсиалиты встречаются редко, реконструируются как пиррофиллитовые, иллитовые, гидрослюдистые, мергели. Сиалиты развиты ограниченно.

На диаграмме (Рисунок 5) приведены вариационные диаграммы содержаний петрогенных и редких элементов в комплексах подвижных поясов Сибирского кратона. Для линий содержаний петрогенных и редких элементов в разных свитах слюдянского комплекса, барбитайского и ольхонского характерна симбатность. Она определяется одинаковым уровнем содержаний петрогенных и редких элементов в метаморфических породах разных фанерозойских комплексов – слюдянского, барбитайского, ольхонского, святоносского, реконструируемых как пелитовые аргиллиты.

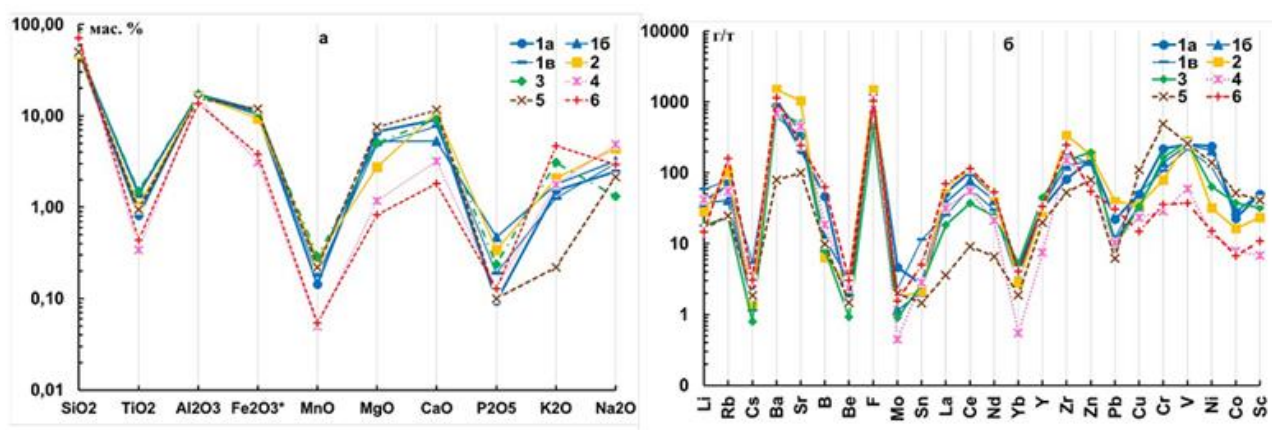


Рисунок 5 – Спайдердиаграммы содержаний петрогенных (а) и редких (б) элементов в метаморфических породах, реконструируемых как пелитовые аргиллиты

Условные обозначения: 1 – породы слюдянского комплекса: слюдянская серия (1а), хангарульская (1б), корниловская серия (1в); 2 – барбитайский комплекс; 3 – ольхонский комплекс; 4 – гранодиоритовые ассоциации ТТГА [15]; 5 – архейские толеиты ТН-1 [16]; 6 – палеопротерозойские граниты Прибайкалья (наши данные). Суммарное железо, выраженное в виде Fe_2O_3 .

Памир – покровная складчато-надвиговая структура. Интерес к нему обусловлен тем, что, как и сибирские комплексы (слюдянский, ольхонский, барбитайский святоносский), приуроченные к окраине Сибирского кратона, музкольский расположен по периферии докембрийского Бадахшанского массива. В музкольском комплексе, как и в Прибайкалье, среди метаосадочных пород присутствуют гнейсы, и сланцы, часто глиноземистые. Существенную долю (до 40%) занимают карбонатные породы – кальцитовые, доломитовые и кальцит-доломитовые разности, в меньшей степени развиты сланцы, кварцитогнейсы, мономинеральные и железистые кварциты [14]. Вещественные характеристики музкольского комплекса близки к комплексам обрамления Сибирского кратона, прежде всего слюдянского и ольхонского. В музкольском – присутствуют мономиктовые, олигомиктовые, полимиктовые псаммитолиты, алевропелитовые аргиллиты. Меньше развиты – пелитовые аргиллиты, субсиаллиты, сиаллиты. В отличие от сибирских комплексов в нем представлены латериты – слабожелезистые, железистые и иногда высокожелезистые, ферролатериты. На спайдер-диаграмме линии пород музкольского комплекса (Рисунок 4, выборка 4) расположены симбатно с линиями содержаний элементов для пород Сибирского и Фенноскандинавского кратонов. Содержания в них петрогенных и редких элементов, кроме K_2O , Ва, Sr в музкольском, находятся в поле ТТГА [15] и архейских толеитов [16]. Их повышенные содержания в комплексе обусловлены существенной ролью калиевых гранитоидов в питающей провинции метаосадочных пород.

В докембрийских и фанерозойских комплексах отмечается присутствие, хотя и в разных количествах, всех известных типов осадочных пород – разнообломочных, зрелых глинистых метаосадков, кор выветривания. Это отражает также близкие закономерности их распределения в комплексах Фенноскандинавского и Сибирского кратонов, Памира, обусловленные их формированием при определяющей роли ТТГА в питающих провинциях.

Питающие провинции (области сноса) метаосадков. Выше (Рисунок 4) был отмечен симбатный характер линий, отражающий близкие концентрации в них петрогенных и редких элементов во всех изученных докембрийских и фанерозойских структурах. Линии метаосадочных пород, реконструируемые как алевропелитовые аргиллиты, также, как алевролиты и пелитовые аргиллиты, в комплексах Сибирского и Фенноскандинавского по содержаниям петрогенных и редких элементов располагаются в поле составов между ТТГА [15] и архейскими толеитами [16]. Наблюдаемая симбатность линий отражает идентичное распределение петрогенных и редких элементов в средних составах метаморфических пород, реконструируемых как алевропелитовые аргиллиты в комплексах Сибирского (Онотский ЗП, шарыжалгайский, китойский, черемшанский; Рисунок 4, выборка 1) и Фенноскандинавского (беломорский, кольский, лапландский, сфекофенский; Рисунок 4, выборка 2) кратонов. Исключение отмечается для Li, Sn, Zn, Sc которыми обогащены комплексы пород Сибирского кратона (Рисунок 4, выборки 1-3). Характерным на графиках для комплексов Сибирского и Фенноскандинавского кратонов является присутствие пика редких земель La, Ce, Nd, характерного для пород ТТГА.

Подобная симбатность линий элементов проявлена и в средних составах комплексов подвижных поясов обрамления Сибирского кратона (слюдянский, барбитайский, ольхонский, святоносский; Рисунок 5, выборка 1-3), музкольского – Восточного Памира (Рисунок 4, выборка 4). При этом для музкольского комплекса линии содержаний K_2O (Рисунок 4а, выборка 4), находятся выше линий ТТГА и ТН-1. Линии содержаний Cu, Cr, V, Ni, Co расположены в поле архейских ТТГА и толеитов (Рисунок 4б, 2б). Подобная симбатность линий на графиках для петрогенных и редких элементов, кроме представленных на графике алевролитовых аргиллитов, присуща алевролитам и пелитовым аргиллитам. Обогащение K_2O , Ba, Sr, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr неопрототерозойских протолитов зрелых метаосадков в подвижных поясах в обрамлении Сибирского кратона (слюдянском, ольхонском, барбитайском, святоносском, Рисунок 5 а-б), музкольском комплексе Памира (Рисунок 4а-б) отражает участие в питающих провинциях калиевых гранитоидов (Рисунок 4, выборка 7; Рисунок 5, выборка 6).

Выявленное близкое распределение петрогенных и редких элементов в кратонных комплексах Сибири, Северо-Запада, в обрамлении Сибирского кратона и Памира отражает

их формирование за счет ТТГА ассоциаций. Они являются питающими провинциями как для комплексов Сибирского кратона – Онотский ЗП, шарыжалгайский, китойский, черемшанский комплексы, так и для комплексов подвижных поясов его обрамления (слюдянский, барбитайский, ольхонский, святоносский), как и музкольский – в обрамлении Бадахшанского массива. В последних на спайдердиаграммах отмечаются повышенные концентрации присущие гранитоидам – K_2O , Ba, Sr, Mo, Zr, Pb (Рисунок 5, выборка 1-3).

Полученный материал однозначно указывает на то, что питающими провинциями в неопротерозое для комплексов подвижных поясов развитых в обрамлении Сибирского кратона (слюдянского, ольхонского, барбитайского, святоносского), являлись метаосадочные и метамагматические породы Онотского и Урикско-Ийского зеленокаменных поясов, китойского, шарыжалгайского комплексов, черемшанской свиты. Кроме них, протолитами в комплексах Сибирского кратона могли быть и нижнепротерозойские гранитоиды саянского, шумихинского, приморского комплексов. На это указывают повышенные в зрелых метаосадках параметр k [13], повышенные содержания в них K_2O , Ba, Ce, Nd, La, Zr (Рисунок 5, выборка 1-3). Отмечаемые на спайдердиаграмме высокие содержания Li, Sr, Zn, Sc могут быть обусловлены участием в их формировании основных и средних магматитов (Рисунок 4). При формировании метаосадочных пород в комплексах подвижных поясов в обрамлении Сибирского кратона отмечаются повышенные содержания Ba, Sr, Zr в барбитайском комплексе и повышенные Sc – в слюдянском (Рисунок 5, выборка 1-2).

ВЫВОДЫ

1. Разработанная методология систематизации данных по параметрам a - b [13] в архейских и палеопротерозойских метаосадочных породах позволила провести их сравнительный анализ в разновозрастных комплексах различных регионов. В них были установлены близкие соотношения обломочных (не зрелых – метапсаммитолитов), зрелых метаосадочных типов пород, продуктов химических преобразований (гидролизатов – кор выветривания). Впервые выявлена единая во всех комплексах (кратонах, в комплексах их обрамления) распространенность метаосадочных протолитов. Во всех структурах крайне широко распространены зрелые метаосадки – алевролиты, алевропелитовые и пелитовые аргиллиты. Это отражает значительную дифференциацию и длительность проявления осадочных процессов в геологической истории Земли. Мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты, сиалиты и латериты отмечаются крайне редко, как и полимиктовые псаммитолиты и субсиаллиты.

2. Совокупность полученных при изучении метаосадочных геолого-петрологических, минералого-геохимических, изотопно-геохронологических данных для комплексов Сибирского и Фенноскандинавского кратонов позволила обосновать их формирование за счет палео- и мезоархейских массивов ТТГА [15] при участии архейских толеитов [16]. Для протолитов новообразованных комплексов архея-палеопротерозоя в обоих кратонах они являлись главными питающими провинциями. ТТГА и их производные были главным на Земле субстратом при образовании мезо-неопротерозойских и фанерозойских осадков.

3. Питающими провинциями для метаосадочных пород комплексов подвижных поясов развитых в обрамлении Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский комплексы) уже являлись: 1 – архейские ТТГА и толеиты; 2 – неархейско-палеопротерозойские метамагматические и метаосадочные образования; 3 – массивы палеопротерозойских гранитоидов (в Сибирском кратоне саянский, шумихинский, приморский комплексы); в некоторых комплексах, протерозойские массивы основных и ультраосновных пород.

4. Формирование метаосадков архейско-палеопротерозойского возраста Восточной Сибири, Северо-Запада России, ваханского комплекса Памира происходило по раннеархейским ТТГА, при ограниченной роли других пород по механизму континентального рециклинга [24]. За счет древних раннеархейских ТТГА и новообразованных архейско-палеопротерозойских пород, калиевых гранитоидов Сибири и Памира в неопротерозое по этому же механизму были сформированы протолиты неопротерозойских осадков в Сибири, музкольском комплексе – на Памире. В отчетном году, для барбитайского комплекса, как и слюдянского, ольхонского, святоносского, впервые обосновано присутствие протолитов метаосадочных пород с модельными палео-и мезопротерозойскими модельными возрастами.

Раздел 4 Оценка возможности восстановления первичных геохимических и изотопных составов пород тоналит-трондъемит-гранодиоритовой ассоциации, подвергшихся высокоградиентному метаморфизму, для установления источников вещества и доли слэбового расплава в их генезисе

Район работ расположен в восточной части Восточного Саяна, в верховьях рек Ока, Иркут, Китой, правых притоков р.Ангара, Российская Федерация, на северо-западном берегу оз. Хубсугул, Республика Монголия (Рисунок 6).

Объектом исследования были породы тоналит-трондъемит-гранодиоритовой ассоциации выходящие на поверхность в ядре гранито-гнейсового вала, приуроченного к восточному флангу Тувино-Монгольского микроконтинента [25]. Породы подверглись метаморфизму в условиях амфиболитовой фации, ряд исследователей указывает на существование пород преобразованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма [26].

Датирование пород ТТГ ассоциации U/Pb методом по цирконам было выполнено разными методами в нескольких точках (Рисунок 6). При датировании методом ID TIMS была получена конкордантная изотопная датировка равная 2727 ± 6 млн. лет [27]. Изотопное датирование методом LA-ICP-MS дало сходные результаты [28, 29]. Полученные изотопные датировки в отличие от предыдущей являются дискордантными, однако полностью с ней перекрываются, позволяя рассматривать изотопную датировку 2727 ± 6 млн. лет, как возраст образования пород. Методом ID TIMS также был оценен возраст метаморфизма, который составил 2664 ± 16 млн. лет [26].

Главными породообразующими минералами этих пород являются амфибол, биотит, плагиоклаз, кварц, реже встречаются эпидот и калишпат. Среди акцессорных минералов выделены апатит, ильменит, сфен, циркон. По минеральному составу, преобладанию и присутствию биотита и амфибола были выделены три группы пород: биотит-амфиболовые; амфибол-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы, отвечающие по составу кварцевым диоритам, тоналитам и трондъемитам.

В каждой из этих групп удалось выделить породы несущие незначительные следы преобразований, близкие к первичным магматическим, что согласно принципу аналогии с современными магматическими образованиями, позволяет рассматривать породы ТТГ ассоциации района работ в качестве трехфазного гранитоидного плутона.

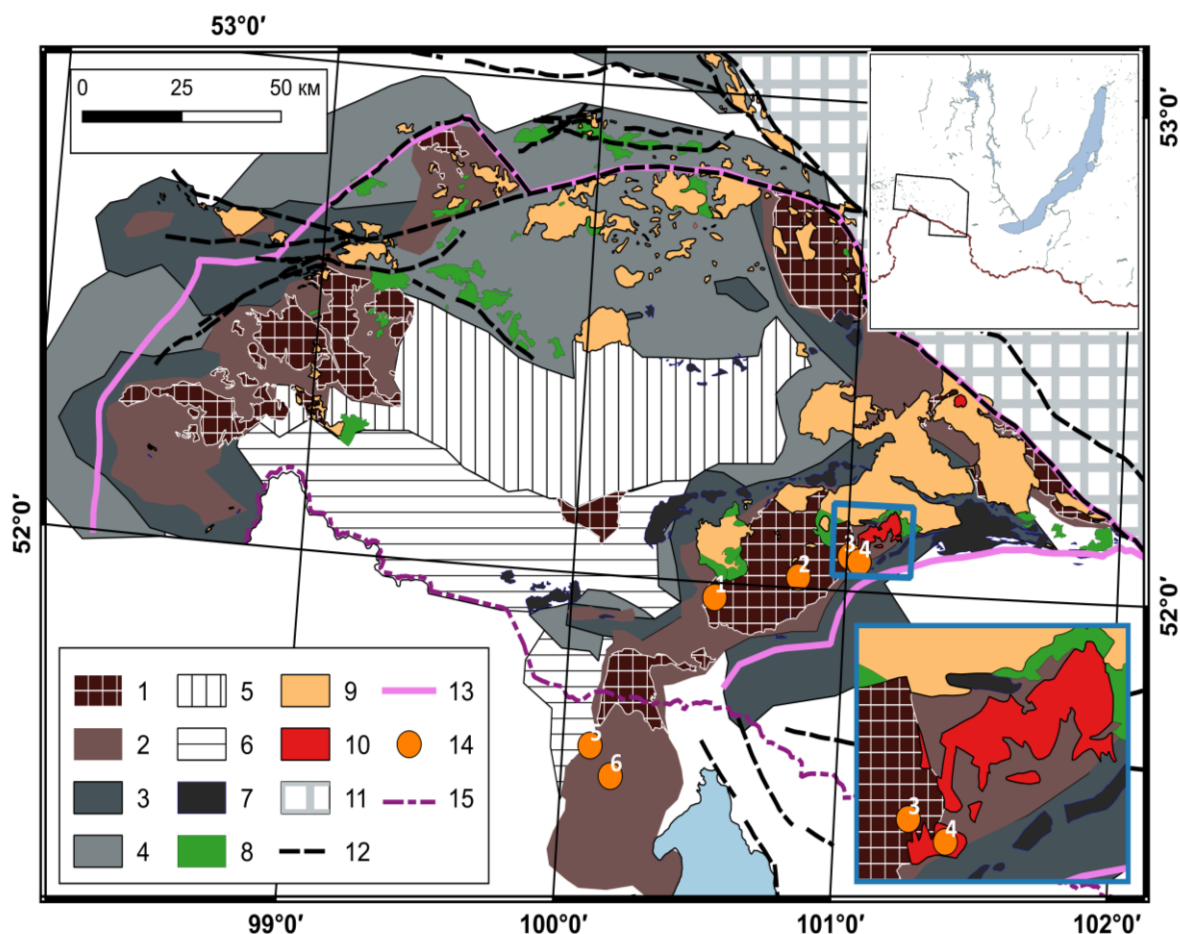


Рисунок 6 – Геологическая карта северной части Тувино-Монгольского микроконтинента без палеозойских гранитоидов

Условные обозначения: 1 — докембрийские породы фундамента ТММ. 2 — карбонатные породы Иркутной, и Балыгтыгхемской свит. 3 — вулканогенно-осадочные породы Ильчирской, Уртагольской, Билинской свит. 4 — карбонатные породы Монгошинской, Айлыгской свит. 5 — вулканогенно-осадочные породы Окинской свиты. 6 — Боксонская серия пород. 7 — ультраосновные породы. 8-9 — неопротерозойские интрузивные породы: 8 — габбро; 9 — гранитоиды. 10 — анатектические граниты. 11 — выход кристаллического фундамента Сибирской платформы. 12 — крупные тектонические нарушения. 13 — граница ТММ. 14 - Места отбора проб для датирования пород ТТГ ассоциации U/Pb методом по цирконам: 1 — [27]; 2 — [28]; 3, 4 — [29]; 5, 6 — [30]. 15 — граница с Республикой Монголия. Отбор геохимических проб выполнен в районах точек 1, 3, 4, 5, 6.

В каждой из этих групп также были выделены породы потерявшие вещество (кумуляты) и породы аккумулировавшие вещество (строматические и диатектитовые мигматиты). Наибольшая степень сегрегации вещества отмечена в биотитовых плагиогнейсах. Объяснить это можно большей степенью плавления/меньшей устойчивостью слагающих их минералов (более кислый плагиоклаз, большее количество биотита).

Метаморфические преобразования пород выражены; в замещении первичного амфибола актинолитом; повторном уравнивании биотита, с выделением кристаллов сфена по границам зерен минерала и трещинам спайности [31, 32]; дегидратационном

плавлении биотита с формированием магнетита и калишпата; плавлении плагиоклаза; кристаллизации кварца, альбита, калишпата.

Оценка значений температуры метаморфических преобразований была сделана по устойчивости темной слюды с долей аннита около 50% (см. далее) и составила 680-713°C. Давление было снято с кривой солидуса дегидратационного плавления тоналита [33] и составило около 7 кбар (ассоциация минералов: кварц, плагиоклаз, биотит с долей аннита 50%). Оцененные параметры соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма и вполне сопоставимы с преобразованиями минералов в изучаемых горных породах.

Составы минералов. Амфибол. Амфиболы присутствуют только в первых двух выделенных группах пород, биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсах. Изменения развиты незначительно и проявлены в виде образования пятен актинолита. Далее амфиболы подвергшиеся изменению мы будем называть первичными, а продукты их изменения вторичными амфиболами.

Для характеристики эволюции составов использована классификация [34], согласно которой они относятся к группе кальциевых ($Ca_B > 1,5$; $(Na+K)_A < 0,5$; $Ca_A < 0,5$). На диаграмме (Рисунок 7а) точки их составов тяготеют к границе полей магнезиальной и железистой роговых обманок. Первичные амфиболы биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов имеют разную железистость, как свойственно магматическим породам разной основности. Им свойственны однотипные вариации составов, которые могут быть связаны с магматической зональностью минералов.

Вторичные амфиболы обеих групп даны на диаграмме отдельным крапом. Точки их составов стремятся к полю актинолита. Что бы лучше проиллюстрировать изменения составов амфиболов была построена диаграмма приведенная на рис.3б. В качестве параметров диаграммы были использованы компоненты гетеровалентного изоморфизма приведенные в работе [35], рассчитанные с помощью авторской электронной таблицы дополненной макросом (файл размещен на сайте журнала).

Диаграмма иллюстрирует важность эденитового типа изоморфизма в первичных амфиболах ($Na+Al-Si$) и вклад керуститового типа изоморфизма ($Na+Ti+2Al-Mg+2Si+H$) в составы вторичных амфиболов. Точки составов этих амфиболов смещены в сторону грани тремолит-эденит, свидетельствуя о потере Ti , Al , Na , а отсутствие единого тренда эволюции составов первичных и вторичных амфиболов указывает на самостоятельность процессов приведших к их образованию.

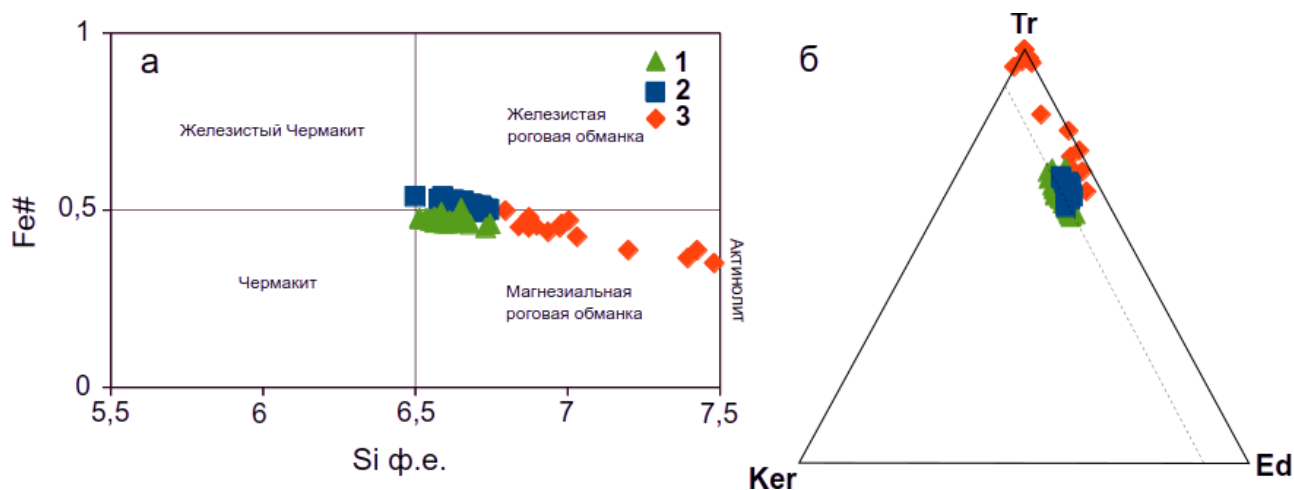


Рисунок 7 – Химический состав амфиболов

Условные обозначения: а — классификационная диаграмма по [34]. 1 — амфиболы кварцевых диоритов. 2 — амфиболы тоналитов. 3 — составы актинолитизированных амфиболов обеих групп; б — гетеровалентный изоморфизм в амфиболах. Кер — керсутит, Tr — тремолит, Ed — еденит, пояснения в тексте.

На основании подхода изложенного в работе [36], были рассчитаны оценки значения $T^{\circ}\text{C}$ и $\log f\text{O}_2$ на момент кристаллизации этих минералов. Значения температур для первичных амфиболов колеблется от 906 до 840 $^{\circ}\text{C}$, что вполне соответствуют магматическим. Рассчитанные фугитивности кислорода колеблются около значения 0.4 логарифмической единицы выше буфера Ni-NiO (Рисунок 8в).

Для вторичных амфиболов, температуры колеблются от 685 до 785 $^{\circ}\text{C}$, значения фугитивности кислорода колеблются около значения в 2.2 логарифмические единицы выше буфера Ni-NiO (Рисунок 8в). Они фиксируют иные условия кристаллизации, при более низких температурах и более окислительных условиях. Рассчитанные значения параметров перекрываются с таковыми для биотитов, претерпевших повторное уравнивание.

Учитывая состав минералов, характер зональности, схемы гетеровалентного изоморфизма, рассчитанные параметры кристаллизации, мы вполне можем отнести первичные амфиболы к магматическим, а вторичные, к метаморфическим.

Биотиты. Биотиты присутствуют во всех трех группах выделенных пород. Для всех биотитов отмечаются признаки вторичного уравнивания, выраженные в выделении минералов титана (сфен) по границам зерен и трещинам спайности [31, 32]. В строматических и диатектитовых мигматитах часто отмечается дегидратационное плавление биотита с кристаллизацией калиевого полевого шпата и магнетита.

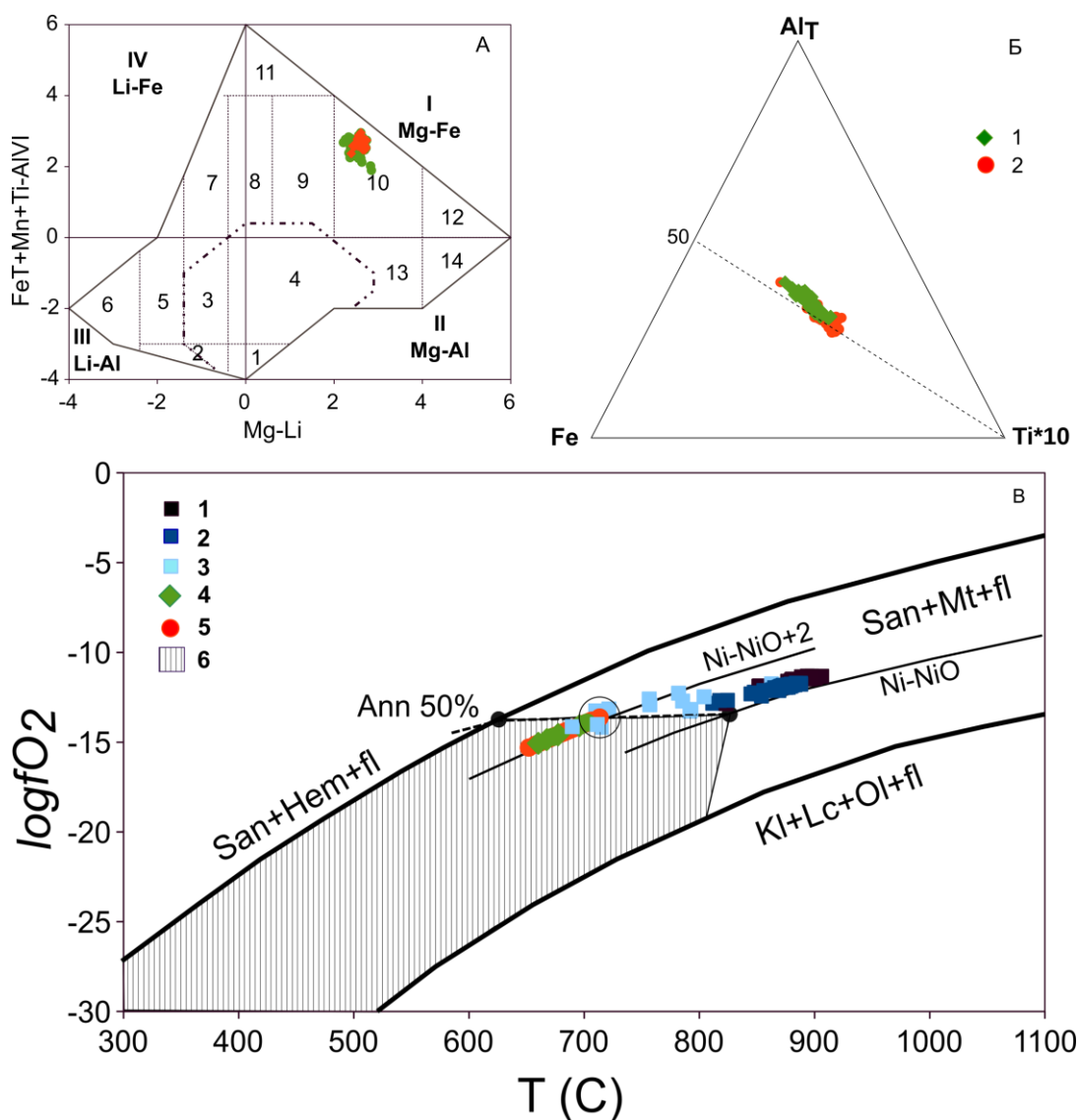


Рисунок 8 - Химический состав биотитов

Условные обозначения: а — классификация слюд по Тишendorфу [37]. I — железо-магнезиальные слюды. 10 — магнезиальные биотиты.

б — треугольная диаграмма Fe-Al_T-Ti*10. Содержания химических элементов в формульных единицах, пересчет на 22 кислорода. Al_T — весь алюминий в тетраэдрической и октаэдрической координациях.

в — диаграмма Уонза [38] с дополнениями автора. 1-3 — точки составов амфиболов: 1 — биотит-амфиболовых, 2 — амфибол-биотитовых плаггиогнейсов, 3 — актинолитизированных амфиболов обеих групп. 4-5 — составы биотитов: 4 — биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых плаггиогнейсов, 5 — биотитовых плаггиогнейсов, 6 — поле стабильности биотита с долей аннита 50%. Аббревиатуры: San-санидин, Hem-гематит, Ann-аннит, Mt-магнетит, Kl-кальсилит, Lc-лейцит, Ol-оливин, fl-флюид. Ni-NiO — никель-бунзенитовый буфер по (Huebner, 1971).

По классификации [37], они относятся к железо-магнезиальным триоктаэдрическим слюдам и попадают в поле составов магнезиального биотита. Составы слюд из биотитовых и биотититовых с амфиболом плагиогнейсов довольно близки, точки их составов перекрываются на диаграмме (Рисунок 8а).

Схема изоморфных замещений при вторичном упорядочивании биотита может быть проиллюстрирована с помощью диаграммы приведенной на рис.4б, где отчетливо проявлен тренд снижения концентраций Ti в минерале, при параллельном увеличении содержаний Al и Fe. Изоморфное замещение титана железом позволяет оценить температуры при которых проходил процесс вторичного уравнивания [39]. Полученные оценки температуры колеблются от 660 до 713°C.

Оценки значений $\log fO_2$ были сделаны на основе равновесия магнетита и ильменита с использованием подхода реализованного в работе [40]. Были получены значения $\Delta NiNiO$ для выделенных разновидностей пород составившие: 2,16; 2,21; 2,2 единицы. Значений $\log fO_2$ были рассчитаны с помощью уравнения буфера Ni-NiO [41], при полученных температурах, с добавлением величины $\Delta NiNiO$ в породе каждому из минералов.

Полученные результаты сведены на диаграмме Уонза [38], дополненную полем стабильности биотита с долей аннита 50%, что соответствует нашему составу слюд, кривыми буферных равновесий Ni-NiO и Ni-NiO+2 (Рисунок 8в). Диаграмма иллюстрирует потерю устойчивости (дегидратационное плавление) биотита при температуре около 700°C с образованием калишпата, магнетита и флюида. Помимо этого, она позволяет говорить, что повторное уравнивание биотита и формирование актинолита контролировалось одним кислородным буфером. Температуры кристаллизации наиболее «чистых» метаморфических амфиболов перекрываются с температурами кристаллизации биотитов, фиксируя параметры метаморфизма. Область перекрытия обведена окружностью.

Полевые шпаты. Калиевые полевые шпаты являются новообразованными минералами, они присутствуют в межзерновом пространстве кумулатов, лейкоosome строматических и диатектитовых мигматитов, лейкократовых дайках.

Плагиоклазы, как и в случае с амфиболами, можно разделить на магматические и метаморфические. Магматические плагиоклазы часто сохраняют магматическую зональность. В биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсах состав минералов колеблется от андезина до олигоклаза. Для биотитовых гнейсов свойственен менее широкий интервал вариаций, плагиоклаз в них, в основном, представлен олигоклазом, хотя андезин в центральных частях зерен также присутствует.

Состав метаморфических плагиоклазов зависит от состава породы и состава зерна на котором «нарастает» каемка. Обычно это олигоклаз с различной долей альбитового минала.

Метаморфические плагиоклазы кристаллизующиеся в лейкоosome обычно представлены альбитом.

В заключение этого раздела следует заметить, что не смотря на значительные эндогенные преобразования в породах сохранены первичные, магматические амфиболы и плагиоклазы. Это дает возможность восстановления первичного состава пород, включая геохимические и изотопные характеристики.

Изотопия. Подвижность химических элементов главных изотопных пар (U/Pb, Rb/Sr, Nd/Sm) может быть проиллюстрирована с использованием изотопных характеристик этих пород. Для оценки вариаций в U/Pb изотопной системе, возникающих при метаморфизме, были выделены цирконы из амфибол-биотитового строматического мигматита с 30 % неосомы. Аналитические работы были выполнены методом LA-ICP-MS, в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН, г.Улан-Удэ, методические подходы изложены в работе [29] (Данные представлены Б.Б. Дамдиновым).

В породе выделяются две морфологические разновидности зерен циркона, длиннопризматические, с магматической зональностью и короткопризматические, с плохо проявленной пятнистой зональностью, часто слагающие каймы вокруг первой морфологической разновидности. Большинству цирконов свойственна плохая сохранность, обилие изломанных зерен, наличие залеченных прожилков, свидетельствующее об их сложной геологической истории. Отмечается резкий разброс $^{207/206}\text{Pb}$ датировок даже в пределах зерен единой генетической группы, свидетельствующий о нарушении условий закрытости изотопной системы. Это подтверждается размещением большинства точек составов цирконов на линии дискордии (Рисунок 9а).

Рассчитанная дискордантная датировка составила 2721 ± 23 млн. лет, с довольно большой ошибкой ($\text{MSWD}=3,5$). Она близка к датировке из работы [27], однако значительный разброс данных свидетельствует о влиянии эндогенных преобразований на U/Pb изотопную систему. Датировка, рассчитанная по условно конкордантным значениям (вероятность конкордантности 0,003, составляет $2687,3 \pm 8,7$ млн. лет, при значительной ошибке ($\text{MSWD}=8,7$) (Рисунок 9а, врезка), Эта датировка перекрывается с возрастом метаморфизма приведенным выше по тексту. Данный пример показывает, что U/Pb система была нарушена при метаморфизме, однако существует возможность оценить возраст этих пород.

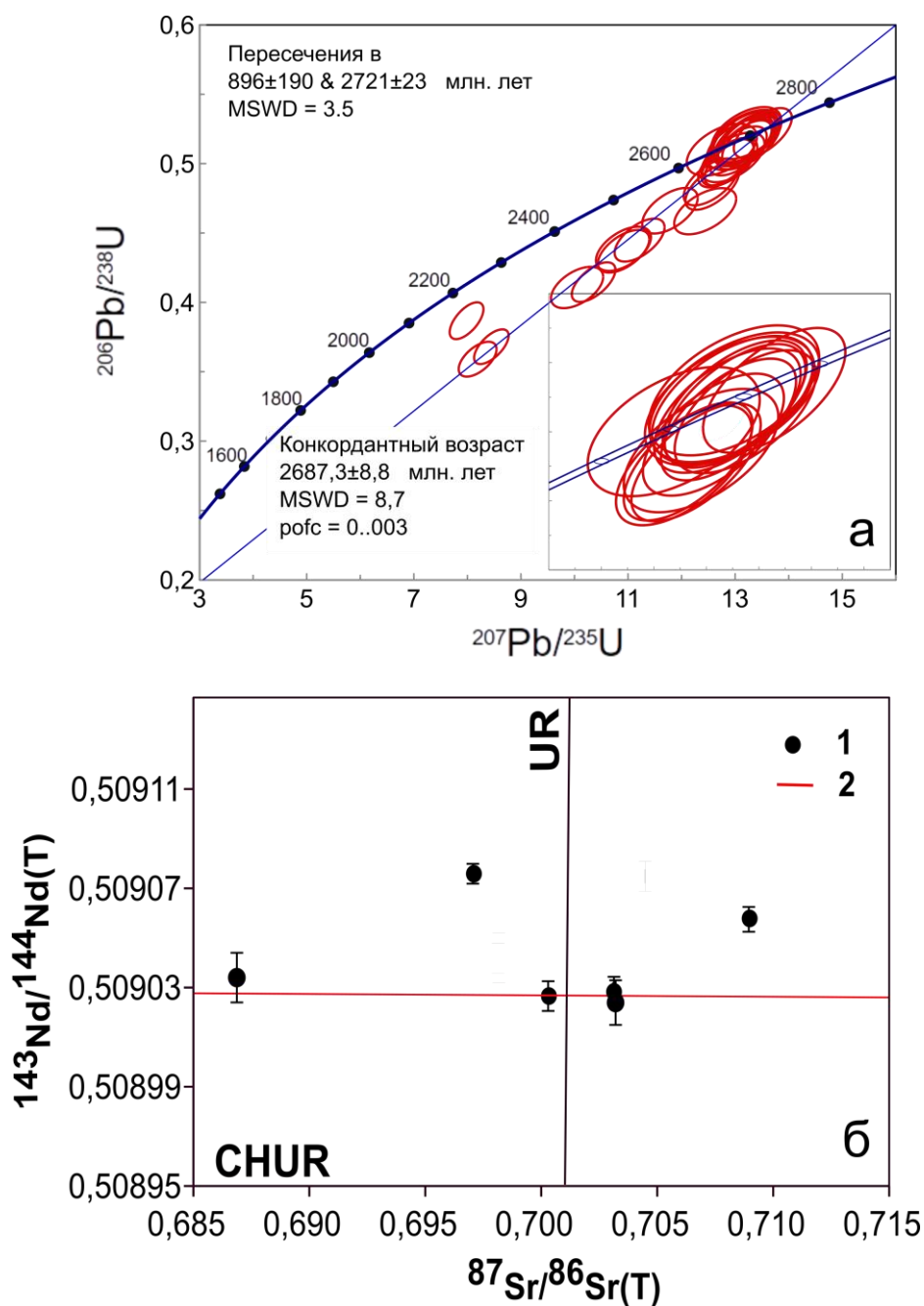


Рисунок 9 – Изотопная характеристика пород

Условные обозначения: а — изотопное датирование U/Pb методом по цирконам, диаграмма с конкордией; б — диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{T})$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$, пересчитаны на возраст 2727 млн. лет: 1 — точки составов пород, 2 — линия регрессии. Плечиками дан разброс данных с учетом аналитической ошибки.

Устойчивость при метаморфизме Rb/Sr и Sm/Nd изотопных систем можно проиллюстрировать с помощью диаграммы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{T})$, приведенной на Рисунке 9б. Согласно изохронной модели, инициальные отношения изотопов пород произошедших из единой магмы должны быть идентичны в пределах аналитической

ошибки. Анализируя положение точек составов на диаграмме, мы видим значительный разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений, свидетельствующий о нарушении изотопного равновесия в Rb/Sr системе.

Самарий-неодимовая система демонстрирует признаки большей устойчивости. Четыре точки составов мигматитов имеют единое в пределах точности измерений значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения, две точки уходят с этой прямой. Линия регрессии для четырех выделенных точек рассчитанная в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ имеет отрицательный угол наклона (уходит в прошлое), свидетельствуя о переустановке «изотопных часов» на временном промежутке 2727-0 млн. лет. Иными словами, Sm/Nd система также нарушена.

Геохимическая характеристика пород. Разделение пород на группы было выполнено по минеральному признаку: биотит-амфиболовые; амфибол-биотитовые; биотитовые. В пределах этих групп были выделены типы метасоматитов: пятнистый, строматический, диатектитовый, породы потерявшие вещество, аккумуляровавших вещество, «первичные», наиболее близкие к первичным магматическим составам.

Группа биотитовых плагиогнейсов также была разделена на породы содержащие и не содержащие калиевый полевой шпат. Отдельно приведены составы лейкократовых даек, меланосомы и лейкосомы.

По химическому составу биотит-амфиболовые плагиогнейсы относятся к кварцевым диоритам, амфибол-биотитовые к тоналитам, биотитовые к трондjemитам и гранитам. Разделение между тремя последними группами довольно условны, так как при потере и аккумуляции вещества изменяется химический состав породы. Проиллюстрировано это может быть с помощью диаграмм Томпсона [42] и Кастро [43], приведенных на Рисунке 10. На диаграммах разным крапом были отмечены составы кумулатов, строматических мигматитов (доля неосомы более 16%), диатектических метасоматитов (доля неосомы более 60%), «первичных» магматическим пород.

На диаграмме Томпсона, точки составов «первичных» магматических пород, включая биотитовые плагиогнейсы, попадают в поле тоналитов, позволяя высказать предположение о первичном составе пород ТТГ ассоциации изучаемого района. В это же поле попадает большинство точек составов кумулатов, косвенно свидетельствуя о потере этими породами вещества при метаморфизме. Точки составов строматических метасоматитов (аккумуляровавших вещество) расположены в поле трондjemитов и слагают тренд к альбитовому углу диаграммы.

Неосома в этих породах представлена кварцем и плагиоклазом, что позволяет рассматривать ее в качестве продукта фракционирования при просачивании анатектического расплава [44, 45].

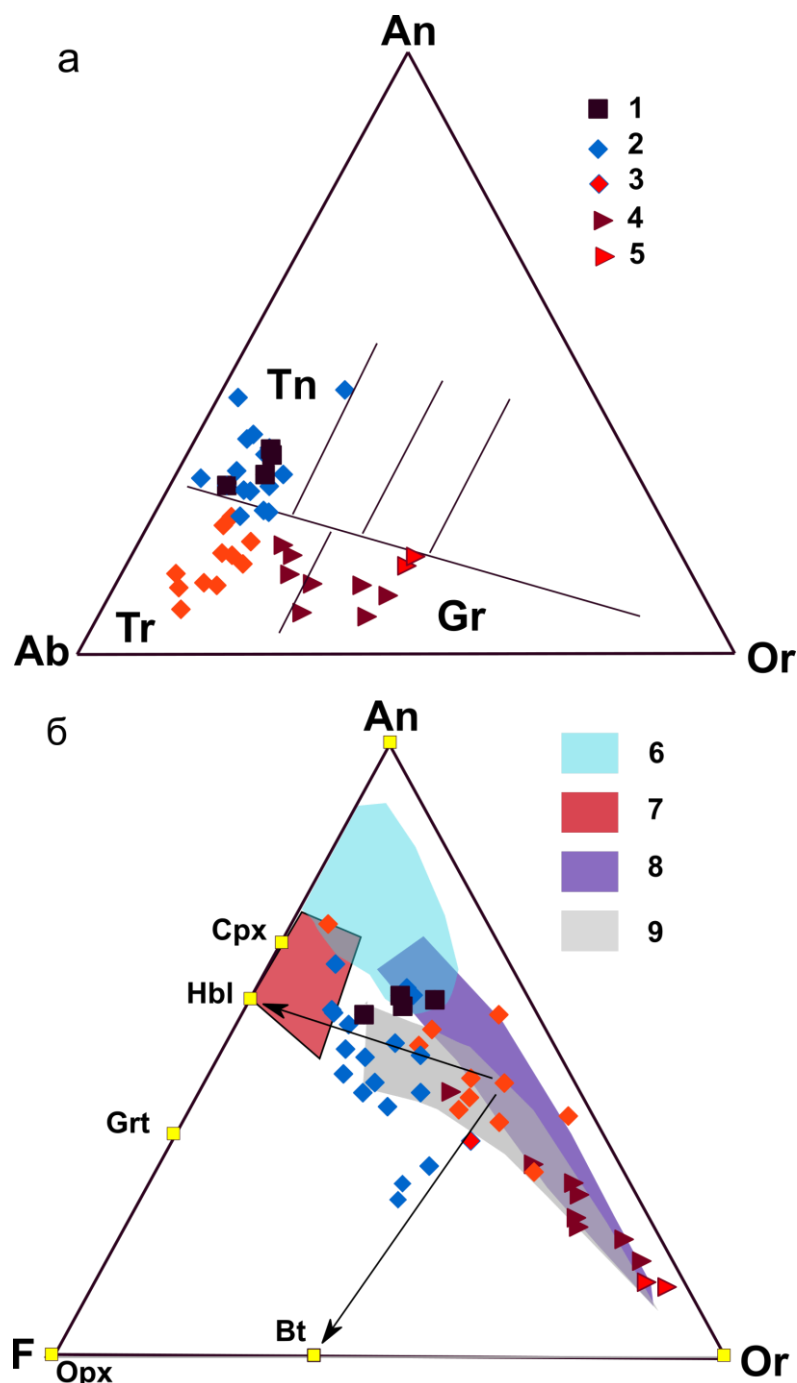


Рисунок 10 – Диаграммы иллюстрирующие эволюцию химических составов пород. Построены с использованием нормативных составов минералов

Условные обозначения: а — диаграмма Томсона [42]. б — диаграмма Кастро [43]. Аббревиатуры: Ab- альбит, An-анортит, Or-ортоклаз, Cpx-клинопироксен, Орх-ортопироксен, Grt-гранат, Hbl-амфибол, Tr — трондъемит, Тп - тоналит, Gr - гранит. 1-5 — составы пород: 1 - «первичные»; 2 — кумулаты; 3 — строматические мигматиты; 4 — диатектитовые мигматиты; 5 — лейкократовые дайки. 6-9 — поля составов пород: 6 — адакиты и ТТГ; 7 — андезиты; 8 — продукты дегидратационного плавления пород при высоком давлении (7-15 кбар); 9 — при низком давлении (3-7 кбар). При построении диаграмм использованы нормативные составы минералов.

Точки составов диатектитовых мигматитов (аккумулировавших вещество) тяготеют к границе полей трондjemитов и гранитов, либо расположены в пределах последнего, вместе с составами лейкократовых даек. Доля неосомы в этих породах превышает 60%, а их состав приближается к оценке состава анатектического расплава (лейкократовых даек).

Иными словами, диаграмма иллюстрирует изменение химических составов пород ТТГ ассоциации при ультраметаморфизме: генерации, потере, фракционировании и аккумуляции анатектического расплава.

Диаграмма Кастро (Рисунок 10б) дополнена полями первичных андезитовых магм, полем «водных» гранитоидов (адакиты, первичные составы ТТГ), полями составов продуктов дегидратационного плавления при низком и высоком давлениях. Большинство точек составов «первичных» магматических пород попадают в поле первичных ТТГ и адакитов, подтверждая верность сделанного выбора.

Точки составов строматических мигматитов лежат в поле гранитоидов образовавшихся при дегидратационном плавлении при невысоком давлении (3-7 кбар). Точки составов диатектитовых метасоматитов лежат в этом же поле, ближе к ортоклазовому углу диаграммы, что отражает более высокую долю анатектического расплава в этих породах. Точки составов кумулатов лежат за пределами этих полей, тяготея к линиям фракционирования амфибола и биотита.

Диаграмма Кастро также иллюстрирует изменение составов пород при ультраметаморфизме, помимо этого она свидетельствует о том, что сложная модель просачивания и сегрегации анатектического расплава вполне корректно может быть заменена простой моделью фракционирования темноцветных минералов из вновь формирующейся магмы. Это является важным, так как позволяет количественно восстановить составы магматических пород подвергшихся частичному плавлению.

Для иллюстрации геохимических эффектов возникающих при ультраметаморфизме пород ТТГ ассоциации были построены три спайдердиаграммы для биотит-амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов (Рисунок 11). Условно, каждая диаграмма делится на две части линиями геохимических спектров, характеризующих первичную геохимическую характеристику пород. Выше этих линий лежат геохимические спектры пород с кумулятивными структурами (потерявшие вещество в процессе метаморфизма). Ниже, геохимические спектры пород, обогащенных лейкосомой (аккумулировавших вещество в процессе метаморфизма). Крайнее проявление этого процесса иллюстрируют спектры биотит-амфиболового кумулата (меланосома) и кварц-плагиоклазовой лейкосомы, также приведенные на диаграммах.

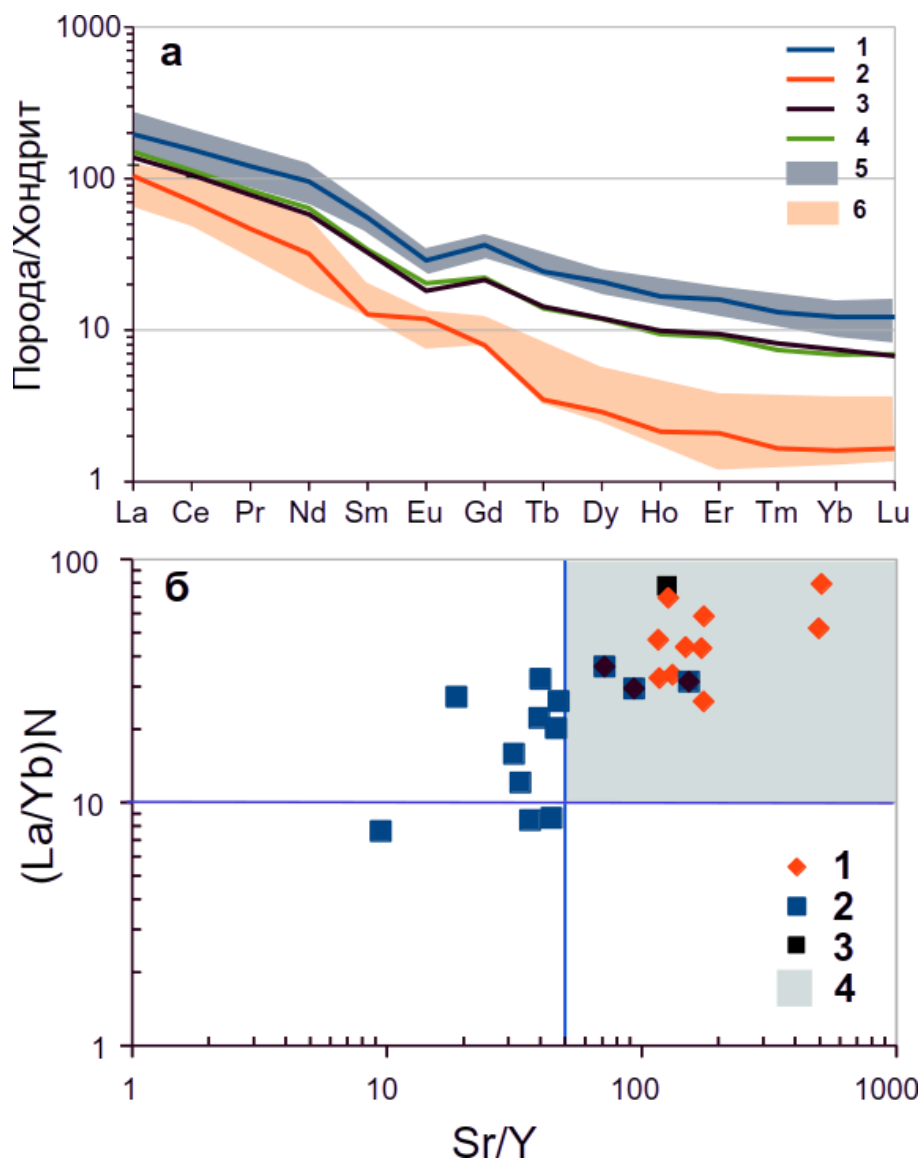


Рисунок 11 – Трансформация редкоэлементной характеристики гранитоидов при метаморфизме

Условные обозначения: а — спектры редкоземельных элементов: 1 — средний состав пород потерявших вещество (I); 2 — средний состав пород аккумулировавших вещество (II); 3 - средний состав «первичных» пород; 4 — оценка первичного состава породы по уравнению баланса масс $0,5 \cdot I + 0,5 \cdot II$. 5 — поле составов LP ТТГ, 6 — поле составов НР ТТГ построено с использованием базы данных из работы [46]; б — диаграмма $Sr/Y-(La/Yb)_N$. Составы пород: 1 — аккумулировавших вещество; 2 — потерявших вещество; 3 - «первичных»; 4 — производных слэбовых магм.

Диаграммы иллюстрирует, что потеря вещества одними породами и его сегрегация в других, имеет значительный геохимический эффект, приводящий к трансформации первичных составов пород ТТГ ассоциации. Породы потерявшие вещество обогащены большинством элементов из приведенного списка (концентрируются в темноцветных и акцессорных минералах), породы аккумулировавшие вещество, содержат меньше их

количество (обогащены полевыми шпатами, кварцем). Особенно заметно фракционирование редкоземельных элементов, Pb, Rb, Sr, Th, U, Nb, Ta – химических элементов главных изотопных пар и химических элементов использующихся для классификации пород ТТГ ассоциаций.

Приведенные данные показывают, что составы пород ТТГ ассоциации претерпевают значительные трансформации при метаморфизме. Изменяется состав минералов, химический и редкоэлементный состав пород, их изотопная характеристика. Все это может привести к построению неверных генетических моделей и получению недостоверных оценок возраста и состава геохимических резервуаров участвующих в их образовании.

В качестве иллюстрации приведем несколько примеров интерпретации данных без учета влияния процессов метаморфизма на первичные составы магматических пород. Известно, что большинство исследователей рассматривает породы ТТГ ассоциации как производные первичных магм, образовавшихся при плавлении базитового протолита [46-50].

Потенциально выделяется три генетических типа пород ТТГ ассоциаций, каждому из которых поставлен в соответствие свой источник вещества и геодинамическая позиция формирования первичных магм [46]. Высокобарические (НР) ТТГ: источник базальты океанической коры, формируются в зоне субдукции. Среднебарические (МР) ТТГ: источник базальты океанической коры, нижней континентальной коры, геодинамическая позиция: горячая субдукция; коллизия с последующей эксгумацией; деламинация нижней коры. Низкобарические (LP) ТТГ: источник базальты нижней коры, базальты океанических плато, геодинамическая позиция: орогенный коллапс, либо плавление базальтов океанических плато под воздействием плюма.

Для иллюстрации используем средние составы биотитовых гнейсов потерявших и аккумуляровавших вещество, сравнив их с составами рассмотренных выше генетических типов пород ТТГ ассоциаций. Геохимические спектры всех этих составов приведены на Рисунке 11а. Вполне очевидно, что «первичные» ТТГ из нашей выборки соответствуют среднебарическим (поле составов не показано на диаграмме), породы потерявшие вещество, низкобарическим, а породы аккумуляровавшие вещество — высокобарическим.

Иными словами, мы в одной пачке имеем породы образовавшиеся при плавлении разных источников, в различной геодинамической обстановке, что не вполне реально. Трансформация магматических пород при метаморфизме приводит к выделению ложных генетических типов гранитоидов и неверной оценке местоположения и генетического типа источника вещества.

Более привычная иллюстрация может быть выполнена с помощью диаграммы построенной на элементных отношениях, использующихся для классификации пород ТТГ

ассоциации и адакитов [51, 52]. Диаграмма $Sr/Y-La/Yb_N$ приведена на Рисунке 11б, где отчетливо видна смена «генетического типа» породы, при увеличении в ней доли анатектического расплава/неосомы.

Самое неприятное в изложенном выше является то, что состав отобранных для изучения образцов пород будет зависеть от места отбора и будет меняться в зависимости от доли усвоенного, или потерянного анатектического расплава. Иными словами, случайный отбор проб может привести к использованию ложных генетических моделей, неверным оценкам составов инициальных магм и их источников.

Учитывая то, что эволюция составов пород подвергшихся метаморфизму описывается простой моделью фракционирования минеральных фаз, оценки составов первичных магматических пород могут быть вычислены с помощью уравнений баланса масс. Однако для этого необходимо оценить весь диапазон вариаций составов и выявить их причины, что, в конечном счете, указывает на необходимость проведения полноценных полевых работ, с полноценным аналитическим изучением отобранных образцов.

Пример подобной оценки приведен на Рисунке 11а, где рассчитан геохимический спектр первичного состава биотитового тоналита по уравнению $0,5 \cdot I + 0,5 \cdot II$. Мы видим, что рассчитанный геохимический спектр практически идентичен геохимическому спектру «первичного» тоналита.

Процесс изменения изотопной характеристики при метаморфизме является одинаковым для всех изотопных систем использующих валовые составы пород для изотопного датирования и генетических реконструкций (Rb/Sr , Sm/Nd , Lu/Hf , U/Pb и др.). Для иллюстрации протекающих изменений была построена модель для Sm/Nd изотопной системы, с использованием реальных геохимических характеристик «первичных» пород, пород потерявших вещество/кумулятов, пород аккумулировавших вещество (Рисунок 12).

По составам «первичных» пород была построена изохрона на возраст метаморфизма. В качестве инициального значения была взята величина $^{143}Nd/^{144}Nd$ отношения в CHUR на данный промежуток времени (0.509098). Для каждого из «первичных» составов представляющих группы пород на спайдердиаграмме (Рисунок 12) были отложены точки составов характеризующих вариации Sm/Nd отношения в кумулатах и породах аккумулировавших вещество в пределах группы (стрелки на диаграмме). Полигон, оконтуренный линиями соединяющими эти точки, можно рассматривать как поле вариаций составов при метаморфизме.

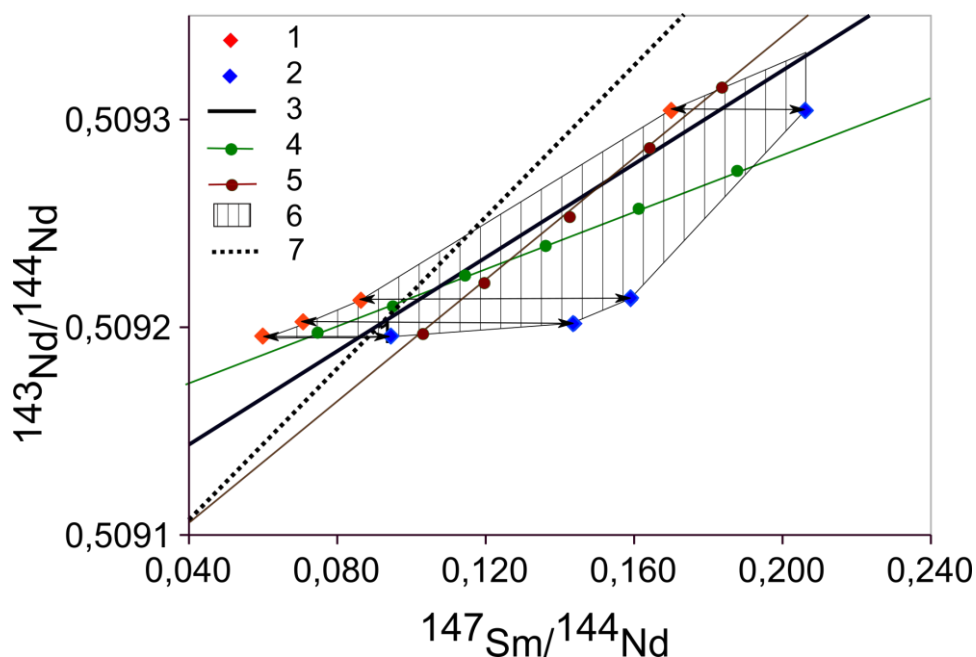


Рисунок 12 – Модель, иллюстрирующая изменение изотопной характеристики пород при метаморфизме

Условные обозначения: 1 — породы аккумулировавшие вещество. 2 — породы потерявшие вещество. 3 — изохрона построенная по составам «первичных» пород пересчитанная на время метаморфизма. 4-5 - «изохроны» иллюстрирующие возможные варианты отбора проб из подвергшейся метаморфизму толщи. 6 — поле вариаций составов пород при метаморфизме. Линия регрессии («изохрона») построенная по значениям, пересчитанным на время метаморфизма. Стрелки иллюстрируют изменение Sm/Nd отношения при метаморфизме.

Вполне очевидно, что с этого времени система становится гетерогенной и изотопная характеристика проб, отобранных в пределах единой пачки, будет зависеть от места отбора. Изотопная характеристика в этом случае будет определяться количеством потерянного, или аккумулированного вещества/анатектического расплава.

С этого момента определить возраст изохронным методом, либо оценить величину изотопных отношений в источнике вещества по валовым составам пород не представляется возможным. Для иллюстрации этого тезиса на диаграмме приведены две «изохроны» проведенные по точкам составов в пределах поля вариаций. Одна «изохрона» имеет более крутой угол наклона и более низкую величину инициального отношения изотопов, свидетельствующего о более «древнем» возрасте пород тощи и менее высоком инициальном $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопным отношении в источнике вещества. Другая имеет обратные параметры, свидетельствуя о более молодом возрасте толщи и менее высоком инициальном $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношении и таких вариантов существует бесчисленное множество.

Хорошим примером иллюстрирующим сделанное наблюдение является линия регрессии («изохрона») приведенная на диаграмме (рассчитана по доступным аналитическим данным, изотопные характеристики пересчитаны на возраст метаморфизма). Она проходит через поле вариаций составов и может являться линией смещения, отражающей долю анатектического расплава в той или иной породе отобранной из толщи и, скорее всего, не имеет геологического смысла.

Несмотря на значительную трансформацию составов пород при метаморфизме восстановить первичные изотопные характеристики, оценить изотопный возраст, состав и возраст протолитов вполне возможно, используя породы наиболее полно соответствующие первичным. Однако, как и в предыдущем случае, необходимо выполнить детальное изучение пород, с выявлением причины и диапазона вариаций составов.

ВЫВОДЫ

1. Данные, приведенные в предыдущих разделах, показывают, что составы гранитоидов претерпевают значительные трансформации при метаморфизме. Изменяется состав минералов, химический и редкоэлементный состав пород, их изотопная характеристика. Все это может привести к построению неверных генетических моделей, получению недостоверных оценок возраста и состава геохимических резервуаров участвующих в их образовании.

2. Для получения корректных оценок необходимо восстановить первичные составы пород и это вполне возможно. Однако для этого необходимо оценить весь диапазон вариаций составов и выявить их причины, что, в конечном счете, указывает на необходимость проведения полноценных полевых работ, с полноценным аналитическим изучением отобранных образцов.

Раздел 5 Оценка условий происхождения щелочных магм в эволюции океанической литосферы Тихого океана (гайот Альба, Магеллановы Горы); минералого-геохимические особенности неизмененных и метаморфизованных карбонатных и осадочных пород и состава ассоциирующих флюидов и расплавов в пирометаморфических комплексах Монголии

5.1 Исследования вулканических пород Магеллановых Гор

Вулканические постройки гайота Альба образовались на юрском сегменте Тихоокеанской плиты (вблизи границы 160 млн. лет), который находился в меловом периоде к северу от плато Ontong Java Nui в южном полушарии [53]. Согласно [54] в этой области океана формировалась Сверхкрупная Магматическая Провинция (“Super”-LIP) – многочисленные меловые вулканические массивы в зонах спрединга океанических плит Изанаги, Фараон и Феникс.

Для гайота Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) (Рисунок 13) получены новые данные по ^{40}Ar - ^{39}Ar возрасту вулканических пород, анализировались особенности минерально-фазового состава базанита, туфа, фрагментов мантийных пород (ксенолита лерцолита, ксенокристов Ol, Crx, Орх), выполнено биостратиграфическое датирование комплексов известкового нанопланктона в кернах двух скважин.

Меловые вулканические породы, слагающие верхнюю часть основной постройки гайота Альба и сателлита Ома Влиндер на уровне изобат 3600–2200 м, формировались в интервале от 112 до 86 млн. лет. В дальнейшем на протяжении более 60 млн. лет фрагмент Тихоокеанской плиты с вулканическим массивом гайота перемещался в северное полушарие, происходило частичное затопление (погружение) гайота, эрозия вулканических пород и образовались плосковершинные плато.

В кайнозой в северо-восточной части плато возобновилась активная вулканическая деятельность – извергались наземные базанитовые вулканы, формировались слои туфа в аэральных и туффита в субаэральных условиях. По батиметрической карте гайота в северо-западной части плато находится 5 больших и несколько малых конусов (Рисунок 13). Ранее при сонарной съемке и драгировании в районе точек 15D21 и 15D18 были описаны конуса вулканов, сложенные базанитами и туфами с прослоями планктоногенного известняка [55]. Миоценовый возраст этих вулканов предполагался на основании одной K-Ar датировки (15 ± 2 млн. лет) образца базанита из драги 15D21 и по видовому составу комплекса известкового нанопланктона в карбонатном цементе туфа.

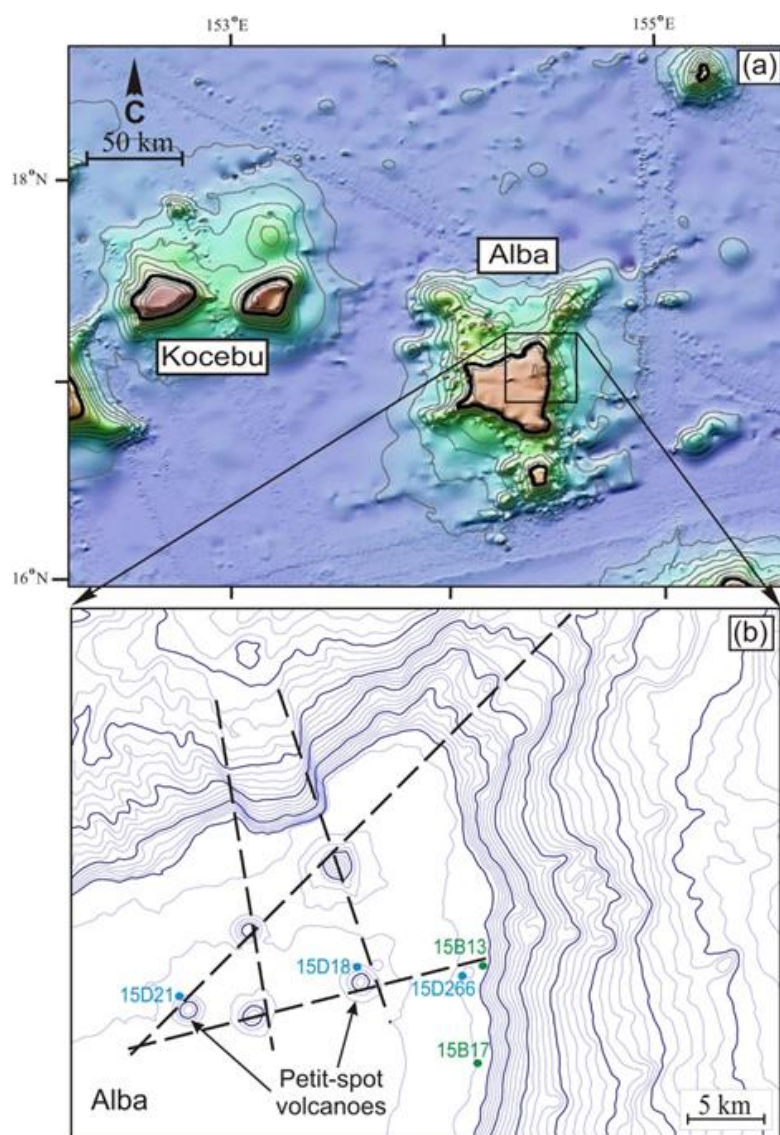


Рисунок 13 – Батиметрическая карта (изобаты с интервалом 100 м) района гайота Альба (а) и детализация фрагмента северо-восточной части плато гайота с конусами petit-spot вулканов и предполагаемыми глубинными разломами (b)

Условные обозначения: 15D266 – базанит (18.3 ± 0.4 ; 19.9 ± 0.8 млн. лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar метод плато), по [56]; 15D21 – базанит (15 ± 2 млн. лет, K-Ar метод), по [55].

Положение конусов связано с крупными тектоническими нарушениями – разломами С-З и С-В простираний. Такие разломы на северном склоне гайота ограничивают хорошо выраженные в рельефе сбросы-уступы или радиальный грабен (Рисунок 13). По-видимому, в зоне глубинных разломов и их пересечений были подводящие каналы, по которым поднимались базанитовые магмы. При их извержениях на плато основной постройки гайота формировались конуса вулканов высотой до 750 м и основаниям от 2.2 до 5.1 км.

Скважиной 15B13 вблизи небольшого конуса и точки драгирования 15D266 вскрыт слой туфа (Рисунок 14), минерально-фазовый состав обломков которого свидетельствует о его формировании при извержении базанитовой магмы.

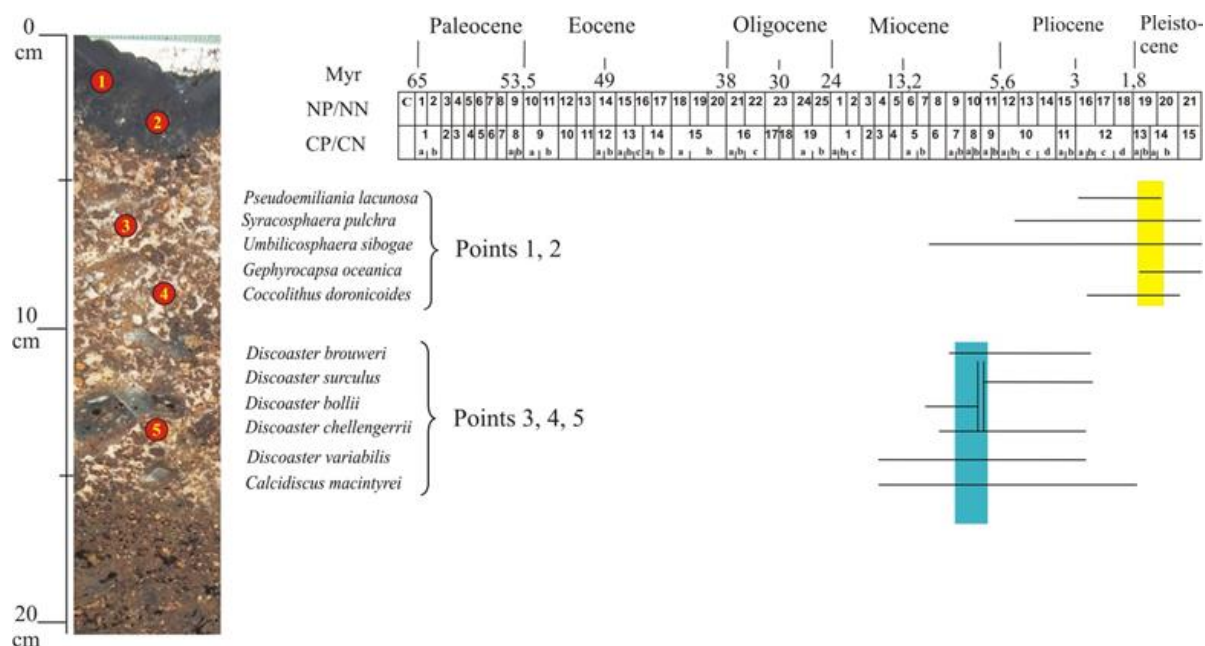


Рисунок 14 – Биостратиграфическое датирование известкового наннопланктона в керне скважины 15B13

Наннопланктон диагностирован в Слое III Fe-Mn корки (точки 1, 2) и в пористых участках туфа (точки 3–5). Показаны области совместного существования индекс-видов наннопланктона по биостратиграфической шкале для неогена NN [57] и CN [58] и палеогена NP [59], CP [58], которые коррелируют с абсолютными датировками по [60].

В керне скважины 15B17 наблюдается перерыв отложения Fe-Mn корки в миоцене, которая перекрыта слоем туффита (Рисунок 15). Находки вулканокластических пород (туфа, туффита) при полном отсутствии гиалокластитовых отложений на плато гайота указывают на наземные (выше уровня океана) извержения базанитовой магмы, которые происходили в миоцене (24–15 млн. лет по датировкам образцов базанита 15D266A и 15D21). По-видимому, туф из скважины 15B13 формировался в аэральных, а туффит из скважины 15B17 в субаэральнх условиях.

В кернах скважин изучались остатки известкового наннопланктона, представленного золотисто-коричневыми водорослями – кокколитофоридами и дискоастерами. Из верхней части разреза керна скважины 15B13 в интервале до 16 см были отобраны пробы (Рисунок 14): два скола из Fe-Mn корки и три из карбонатных включений в туфе. На BSE изображениях Fe-Mn корки (Слой III, точки 1, 2) обнаружены отпечатки кокколитофорид, замещенные оксигидратами железа и марганца, сохранившие свои морфологические особенности. Здесь диагностирован комплекс известкового наннопланктона: *Pseudoemiliania lacunosa*, *Syracosphaera pulchra*, *Umbilicosphaera sibogae*, *Gephyrocapsa* sp. cf. *G. oceanica* и *Coccolithus* sp. cf. *C. doronicoides* (Таблица 1). Период совместного существования

идентифицированных видов охватывает временной интервал биозон CP13–CP14a. Высокая встречаемость отпечатков *Pseudoemiliania lacunosa* (индекс-вид биозоны NN19) в составе известкового наннопланктона позволяет датировать отложение Слоя III Fe-Mn корки ранним плейстоценом.

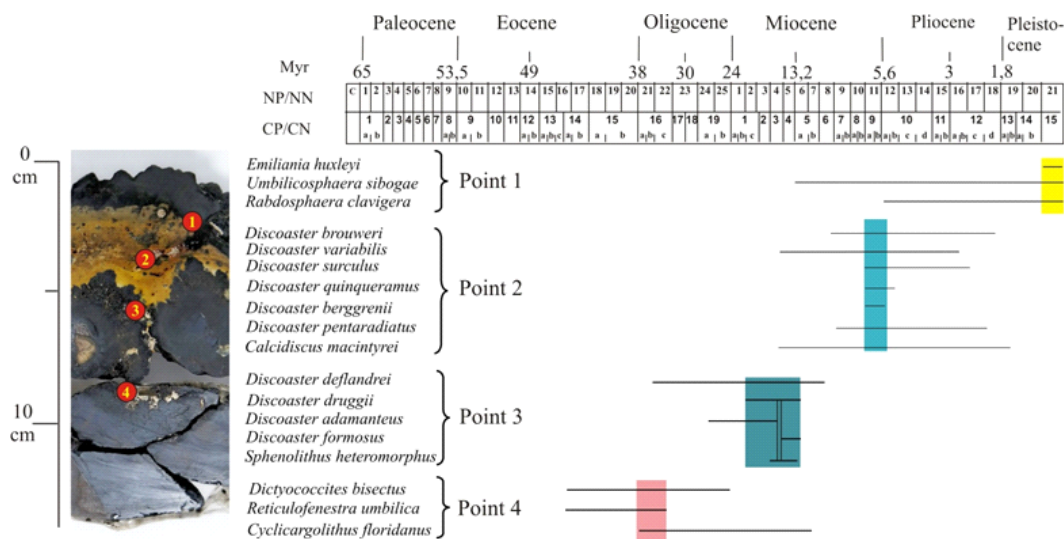
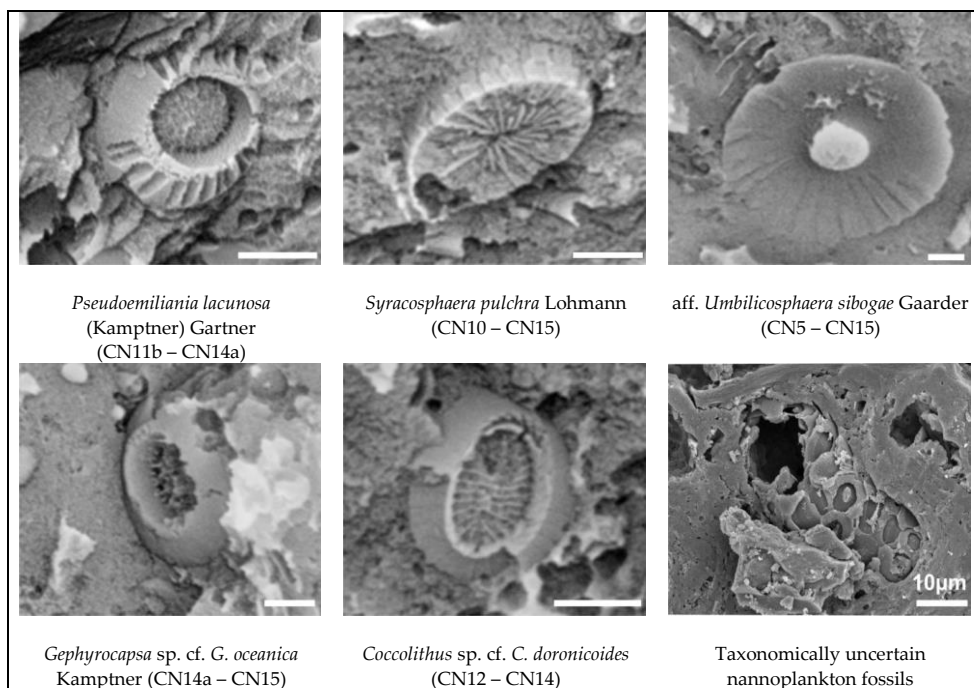


Рисунок 15 – Биостратиграфическое датирование известкового наннопланктона в керне скважины 15B17

Наннопланктон диагностирован в Слое III Fe-Mn корки (точка 1), туффите (точка 2) и в карбонатных включениях (точки 3, 4).

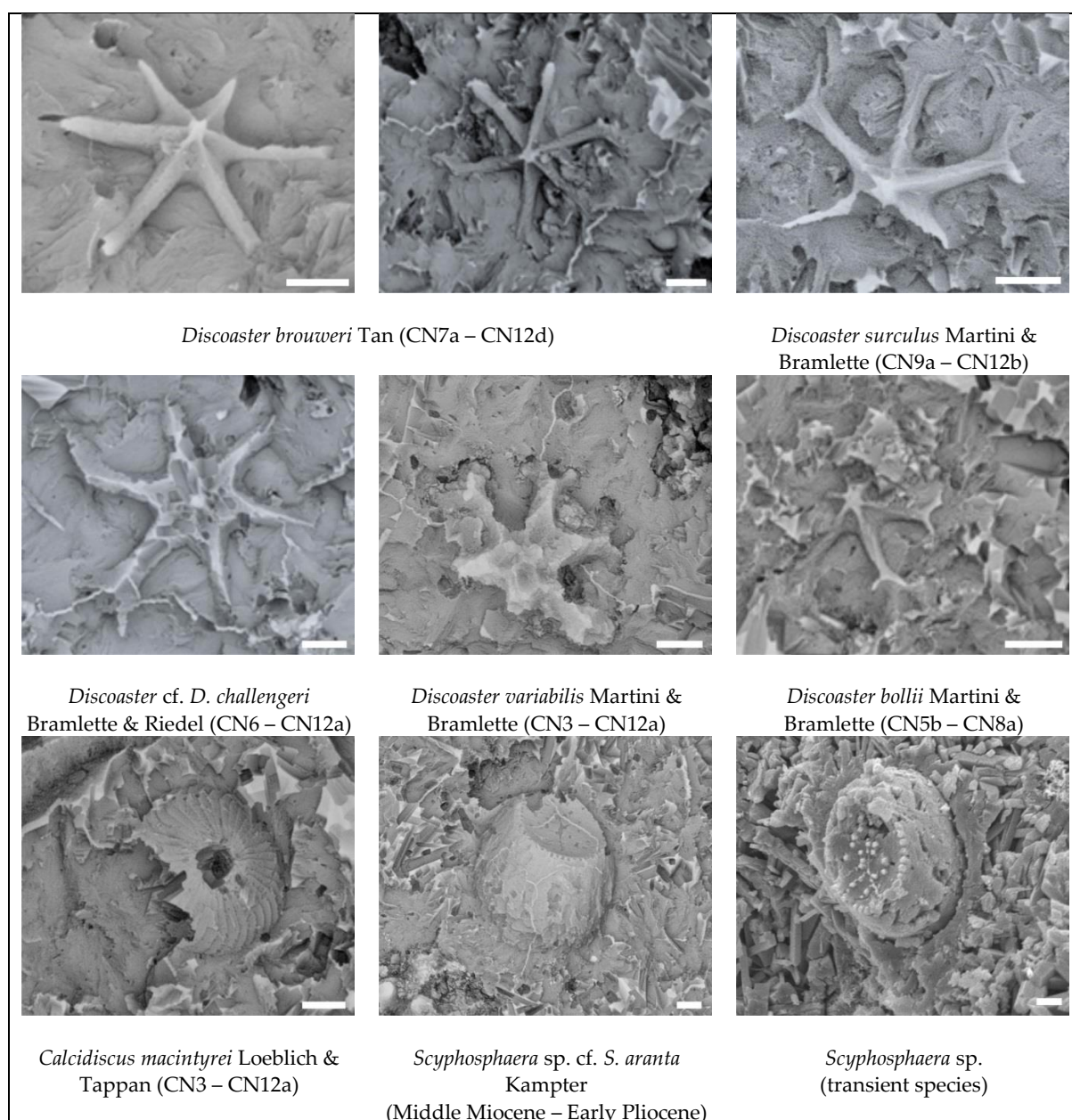
Таблица 1 – Известковый наннопланктон раннего плейстоцена (биозоны NN19, CP13–CP14a) в слое III Fe-Mn корки (скважина 15B13, интервал 0–2.8 см, точки 1 и 2)



Примечание. Масштабный отрезок – 1 мкм, если не указано на BSE изображении.

В пробах из карбонатного цемента в туфе (интервал 2.8–16 см, точки 3–5) (Рисунок 14), обнаружены остатки известкового наннопланктона миоцен-плиоценового возраста – представители семейства Discoasteraceae. Наиболее часто встречаются *Discoaster brouweri* и *D. Surculus* (Таблица 2). Реже встречаются отпечатки створок *Discoaster variabilis*, *Discoaster* cf. *D. challengerii* и *Discoaster bollii*. Обнаружены также редкие створки *Calcidiscus macintyreii* и *Scyphosphaera* sp. cf. *S. aranta*. Период совместного существования идентифицированных видов соответствует биозонам CN7 и CN8 в среднем-позднем миоцене.

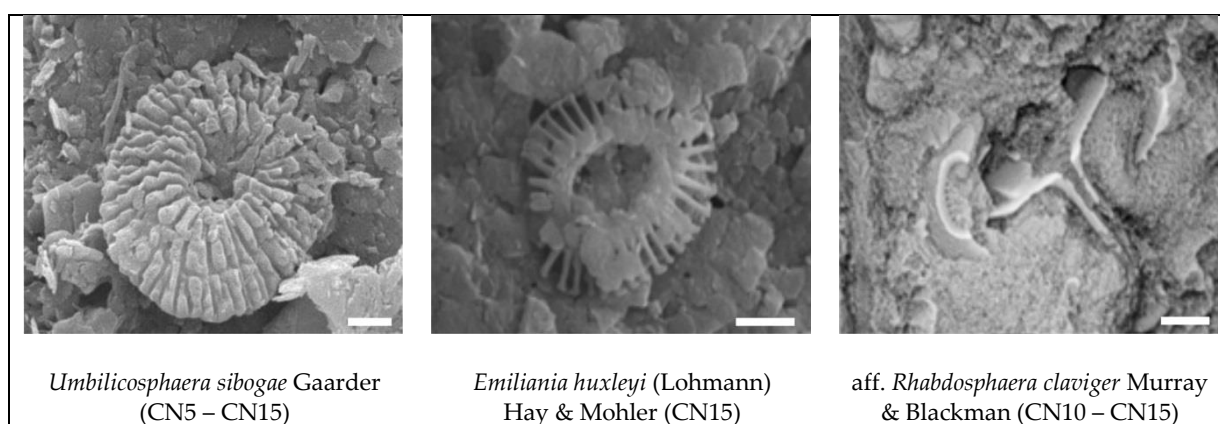
Таблица 2 – Известковый наннопланктон среднего-позднего миоцена из карбонатного цемента в туфе (скважина 15B13, интервал 2.8–16 см, точки 3–5)



Масштабный отрезок – 2 мкм.

Для биостратиграфического изучения керна 15B17 было отобрано 4 пробы из Fe-Mn корки и прослоя туффита (Рисунок 15). Отпечатки известкового наннопланктона обнаружены в железомарганцевом однородном массивном матриксе Слоя III Fe-Mn корки и в глинисто-карбонатных включениях (точка 1). Комплекс наннопланктона включает виды плиоцен - плейстоценового возраста: *Umbilicosphaera sibogae*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Emiliana huxleyi*, *Ceratolithus cristatus*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Cyclococcolithina leptopora* (Таблица 3). Период совместного существования идентифицированных видов охватывает временной интервал позднего плейстоцена (биозона CN15).

Таблица 3 – Известковый наннопланктон плейстоцена из Слоя III Fe-Mn корки (скважина 15B17, интервал 0–1.2 см, точка 1)

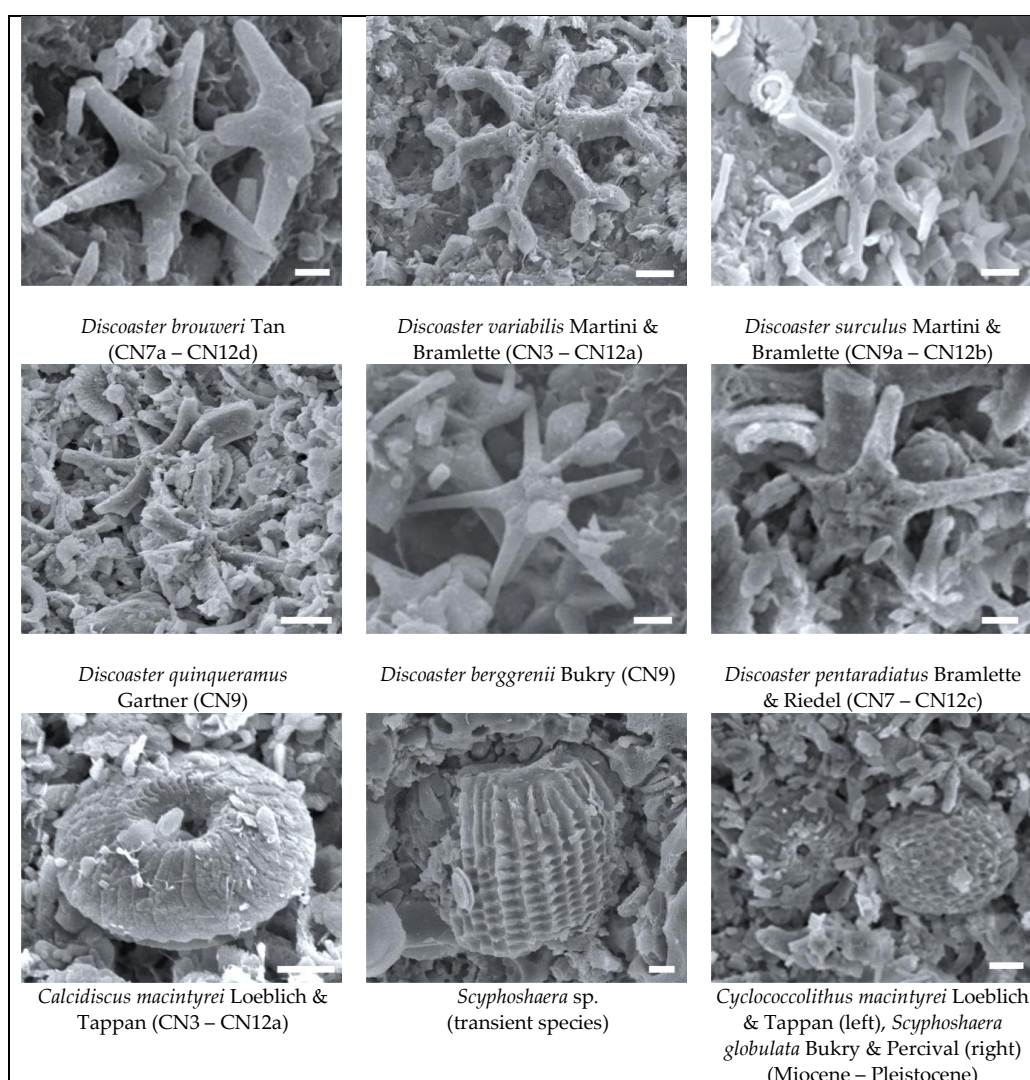


Масштабный отрезок – 1 мкм.

В прослое туффита карбонатные включения содержат многочисленные остатки дискастеров и кокколитофорид. Основу комплекса составляют виды семейства Discoasteraceae (Рисунок 15, точка 2). Наиболее часто встречаются *Discoaster brouweri*, *D. variabilis* и *D. surculus*, совместное существование которых охватывает период от позднего миоцена до плиоцена (биозоны CN9 – CN12a) (Таблица 4). Реже встречаются индекс-виды *D. berggrenii*, *D. pentaradiatus* и *D. quinqueramus*, распространение которых ограничивается поздним миоценом (нижней и верхней границей биозоны CN9).

Из биостратиграфических данных следует, что после погружения гайота ниже уровня океана в пористых участках туфа и туффита в среднем-позднем миоцене (10–6 млн. лет) отлагались карбонатные осадки, содержащие известковый наннопланктон. Отложение Слоя III Fe-Mn корки продолжилось в течение плиоцена-плейстоцена (< 1.8 млн. лет) после затопления и погружения гайота на значительную глубину.

Таблица 4 – Известковый наннопланктон позднего миоцена из прослоя туффита (скважина 15В17, интервал 1.2–4 см, точка 2)



Примечание. Масштабный отрезок – 2 мкм.

В Тихом океане известно несколько проявлений кайнозойского petit-spot вулканизма, связанного с необычной геодинамической обстановкой на Тихоокеанской плите. Petit-spot вулканы с возрастом < 8.5 млн. лет обнаружены на небольшом удалении от Японского желоба, вдоль субдуцируемой фронтальной части океанической плиты [61]. Более молодые (< 3 млн. лет) небольшие вулканические конуса недавно открыты на глубоководной абиссальной равнине вблизи Minamitorishima (Marcus) Island, около 2000 км к востоку от Марианского желоба [62]. По геодинамической модели [63, 64] активизация petit-spot вулканизма связана с глубинными разломами, формирующимися при разрядках напряжений вызванных погружением Тихоокеанской плиты в глубоководные желоба. В области кайнозойской субдукции мощная (> 100 км) Тихоокеанская плита подвергалась

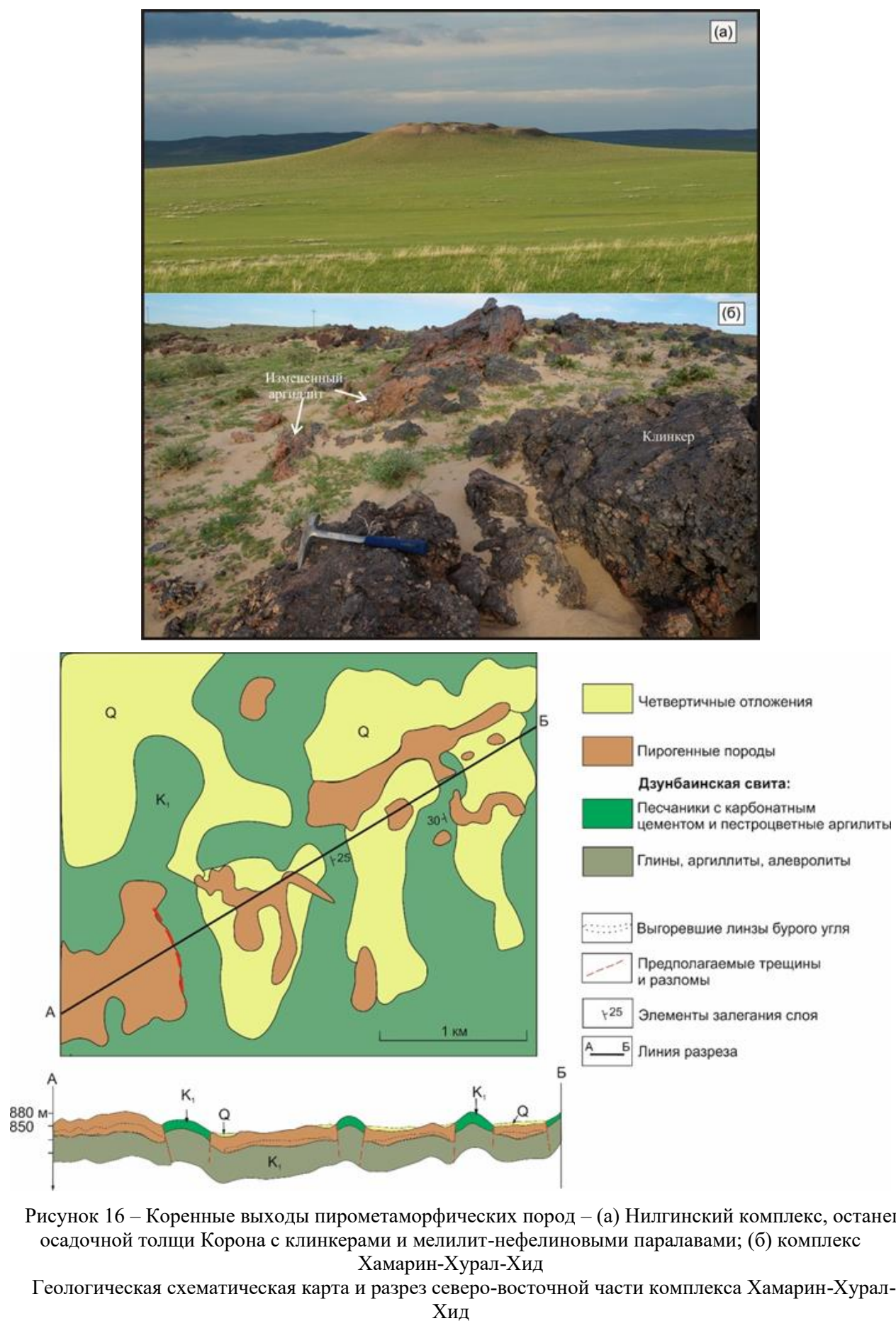
деформациям, что приводило к образованию в ее изгибающейся фронтальной части разломов от уровня литосферно-астеносферной границы (LAB). Тектонические процессы без участия какого-либо плюма могли сопровождаться декомпрессионным (адиабатическим) плавлением астеносферного вещества и перидотитов метасоматизированной океанической литосферы, инициирующим щелочно-базальтовый магматизм [62-68].

Положение в кайнозойские гайоты Магеллановых гор вблизи Марианского желоба, миоценовые датировки и щелочная специфика базанитов указывают на то, что описанные более 20 лет назад российскими исследователями вулканические конуса и отложения туфа на плато гайота Альба (до открытия кайнозойских молодых вулканов японскими учеными), являются проявлениями *petit-spot* вулканизма. Данный вывод согласуется с геохимическими особенностями (в т.ч. изотопными отношениями Sr, Nd, Pb) *petit-spot* базальтоидных пород (базальтов, трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов) и базанита в образце 15D266A по нашим данным. Эти породы имеют близкие по форме нормированные к примитивной мантии мультиэлементные распределения с характерными минимумами Zr–Hf и Ti, а также нормированные к хондриту спектры REE+Y с отношением $(La/Yb)_N$ до 31. Предполагается, что *petit-spot* вулканы с подобными геохимическими особенностями формировались из щелочно-базальтовых расплавов, образованных при декомпрессионном частичном плавлении карбонатизированных перидотитов метасоматизированной океанической литосферы в области LAB [67, 69, 70]. Отметим также, что базаниты ранее не встречались в кайнозойских *petit-spot* вулканических породах на Тихоокеанской плите, а составы стекла из туфа 15B13 и базанита 15D266A образуют наиболее щелочной эволюционный тренд на TAS диаграмме от полей тефрита-фонотефрита до фонолита.

Находки многочисленных вулканических конусов на плато гайота, в т.ч. достигающих высоты 750 м при основании 5 км, впервые свидетельствуют о масштабных извержениях *petit-spot* базанитовых вулканов, которые происходили в миоцене на меловых гайотах и подводных горах Тихого океана.

5.2 Исследования пород пирометаморфических комплексов Монголии

Комплексом аналитических, рентгеновских и спектроскопических методов изучались минерально-фазовые и геохимические особенности пород пирометаморфических комплексов (Нилгинского и Хамарин-Хурал-Хид): клинкеров и мелилит-нефелиновых паралав, а также ксенолитов осадочных пород в паралавах и клинкерах.



По результатам экспедиционных работ, проведенных летом 2023 г. на площади комплекса Хамарин-Хурал-Хид в Вост. Монголии, составлена карта с новыми проявлениями пирогенных пород площадью выходов до 20 км² в трех депрессиях, образованных при обрушении пород раннемеловой осадочной толщи Дзунбаинской свиты, вызванном выгоранием линз бурого угля мощностью до 30–40 м (Рисунок 16).

Методами СЭМ ЭДС, порошковой дифрактометрии, EBSD и Рамановской спектроскопии получены новые данные по минерально-фазовым ассоциациям паралав и плавленных пород пирометаморфических комплексов Нилгинского и Хамарин-Хурал-Хид.

Изучены особенности Рамановских спектров многих породообразующих, второстепенных, акцессорных и некоторых редких минералов пирогенных пород, по которым диагностированы: минералы групп кордиерита (кордиерит, секанинаит, индиалит, ферроиндиалит), пироксена, оливина, шпинели, мелилита, нефелина и рёнита-куратита, полиморфы кремнезема (кristобалит, тридимит), штрейберзит, когенит, пирротин, троилит, марказит, гётит, рутил, ферропсевдобрукит-псевдобрукит, сульфаты и фосфаты. Определены вариации состава минерала в ряду ромбический донпикорит $(\text{MnMg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ – Mn-Fe ортопироксен $(\text{MnFe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ с максимальным содержанием FeO до 15 мас.%. По картам линий Кикучи подтверждены кристаллические структуры рёнита-куратита и Na-Ca нефелина – давидсмитита.

По фазовой диаграмме системы Fe–S получены оценки температуры кристаллизации в паралавах зёрен троилита с областями симплектитового строения и включениями железа, которое при автоокислении последовательно полностью заместились на вюстит и, частично, на магнетит (Рисунок 17, a-d).

В паралаве обнаружена область матрикса, сложенная зёрнами магнезиевюстит-ферропериклаза, микролитами шпинели $(\text{Mg,Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$ и форстерита (Рисунок 17, e-g). Эта наиболее высокотемпературная минеральная ассоциация составляет реликт силикатно-железистого шлака, образованного, вероятно, в эпицентре угольных пожаров при плавлении золы после выгорания угля, возможно, при $T > 1500$ °C.

Изучены составы и текстурные взаимоотношения необычных для мелилит-нефелиновых паралав минеральных ассоциаций, включающих троилит, самородное железо, фосфиды железа, камасит, тэнит и когенит (Рисунок 18). Диагностика штрейберзита и когенита выполнена по КР-спектрам и данным СЭМ ЭДС. По фазовой диаграмме системы Fe–P получены оценки условий кристаллизации фосфидов железа во включениях из ранней зоны фенокristов анортита-битовнита в мелилит-нефелиновой паралаве: Fe_2P (< 1370–1166 °C), Fe_3P (1166–1048 °C) и Fe_4P (< 1048 °C).

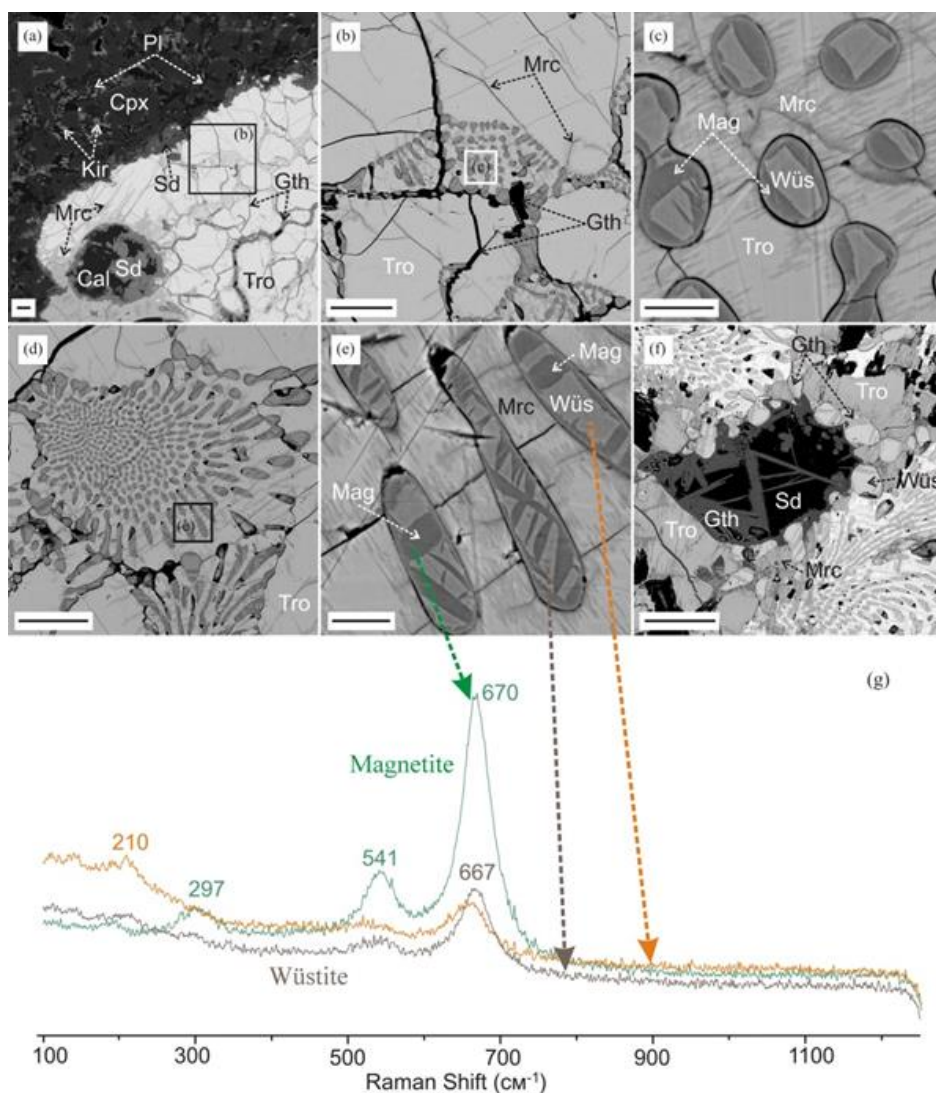


Рисунок 17 – Фрагмент крупного зерна троилита в мелилит-нефелиновой паралаве MN-1287, Нилгинский комплекс с участками симплектитового строения (a–f), КР-спектры вюститa и магнетита (g)

Длина масштабного отрезка на BSE изображениях – 10 мкм (c,e) и 100 мкм (a,b,d,f). Tro = троилит, Mag = магнетит, Wüs = вюстит, Mrc = марказит, Gth = гётите, Sd = сидерит, Cal = кальцит, Cpx = клинопироксен, Pl = плагиоклаз, Kir = кирштенеит.

Анализировались фазовые соотношения в зональных сферах, состоящих из троилита, самородного железа Fe и/или камасита, тэнита, штрейберзита ± стеадита и когенита. Сферы представляли собой капли в паралавах гомогенного Fe–S–P–C расплава, который в интервале от 1350 °C до 1250 °C разделился на два несмешиваемых расплава. В кайме сфер был менее плотный Fe–S расплав, а в центральной части – более плотный Fe–P–C расплав, из которого кристаллизовались капли самородного железа с включениями Fe₃P ± (Fe₃C, Fe₄P) (Рисунок 19). При снижении температуры эти расплавы эволюционировали в соответствии с фазовыми диаграммами систем Fe–S и Fe–P–C. В результате, в кайме сфер образовалась троилитовая зона, а в их центральной части кристаллизовались Fe₃C и Fe₃P в интервале 988–959 °C.

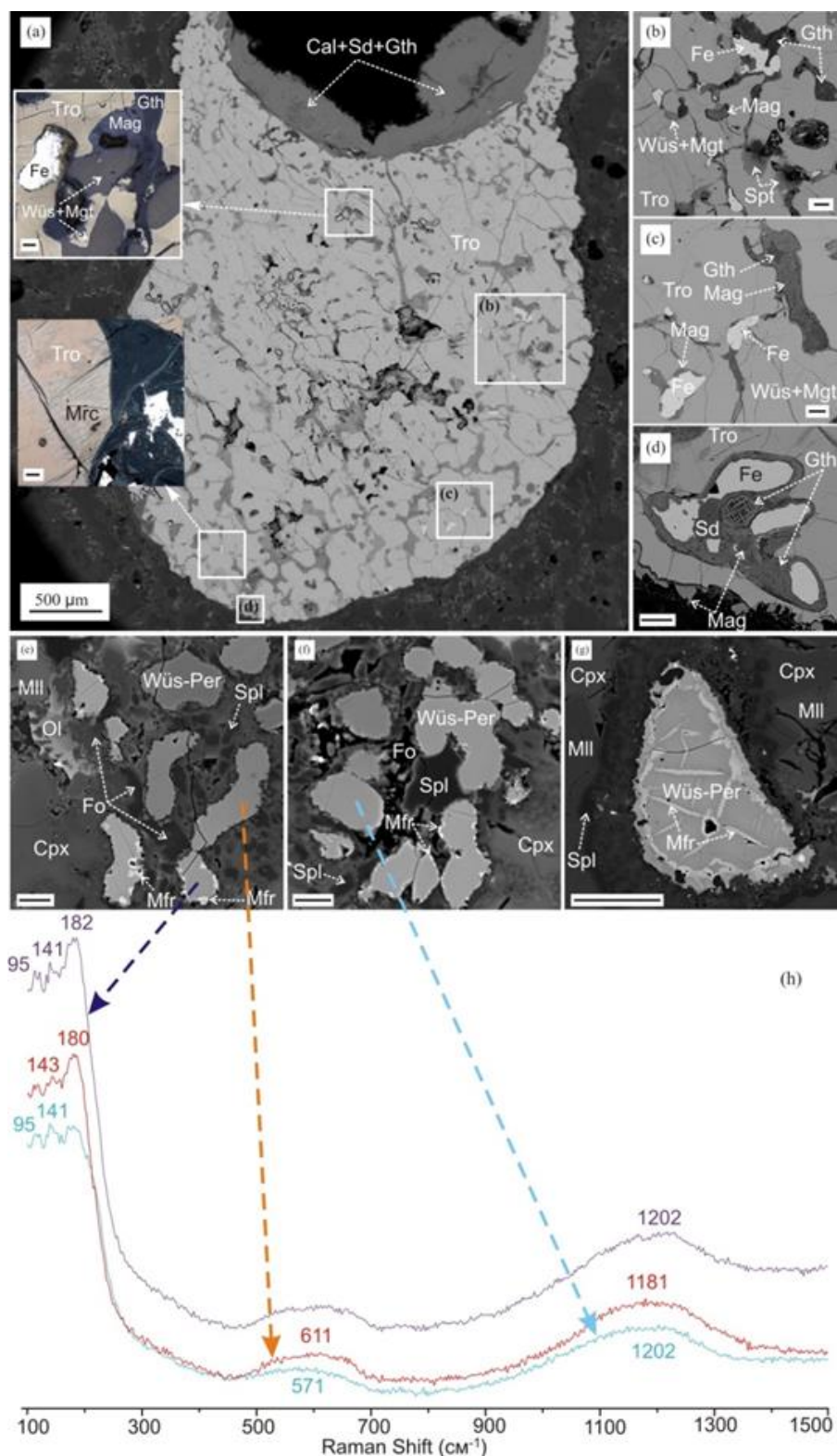


Рисунок 18 – Фрагмент крупного зерна троилита в мелилит-нефелиновой паралаве MN-1133, Нилгинский комплекс (a–d) и реликт ксенолита шлака в матрице этой паралавы (e–g). КР-спектры магнезиовюстит-ферропериклаза (h)

Длина масштабного отрезка на BSE изображениях: 10 мкм (e,f) и 40 мкм (a–d,g). Tro = троилит, Fe = самородное железо, Wüs-Per = магнезиовюстит-ферропериклаз, Mfr = магнезиоферрит, Mag = магнетит, Mrc = марказит, Gth = гётит, Fo = форстерит, Ol = Mg-Fe оливин, Pl = плагиоклаз, Cpx = клинопироксен, Mll = мелилит, Spl = шпинель, Sd = сидерит, Cal = кальцит.

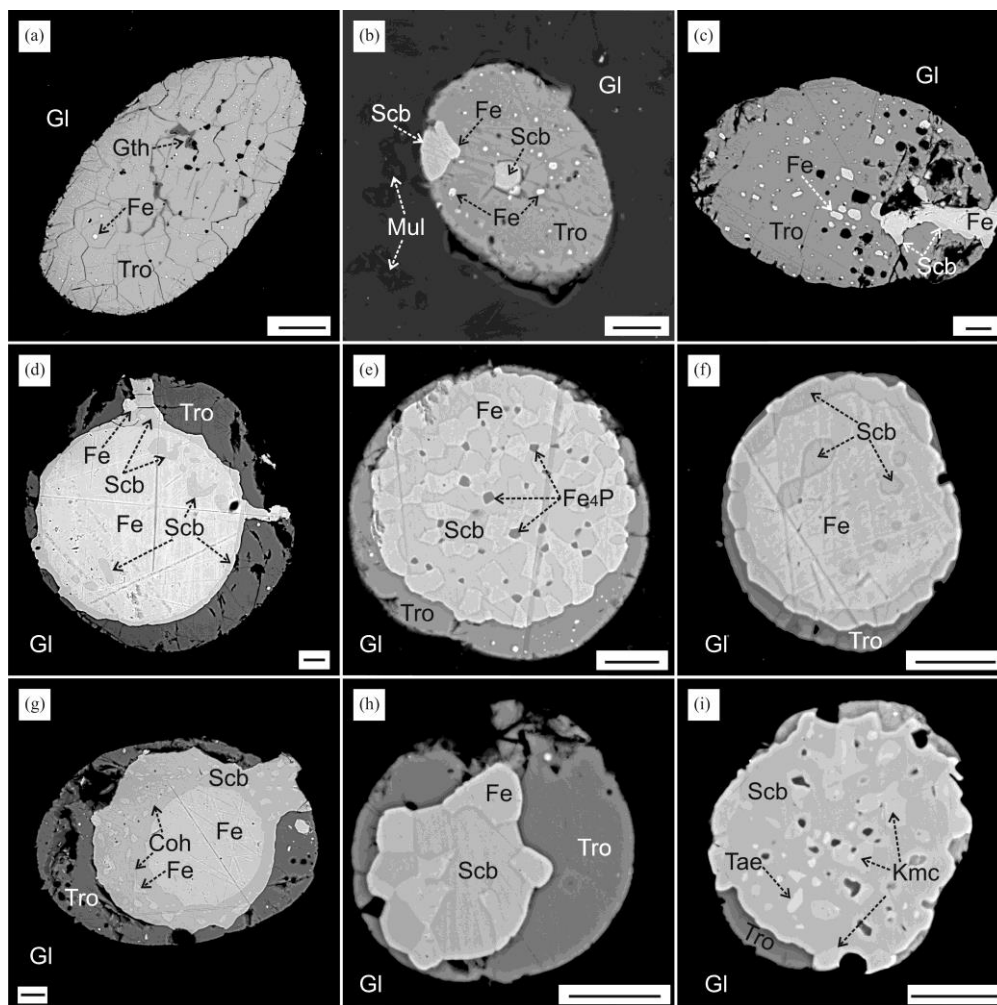


Рисунок 19 – Плавная порода (образец MN-1417, комплекс Хамарин-Хурал-Хид) с глобулами троилита (a–d) и зональными сферами с троилитовой каймой (d–i)

Длина масштабного отрезка на BSE изображениях – 10 μm . Gl = стекло, Tro = троилит, Scb = штрейберзит, Fe_4P = стеадит (эвтектика $\alpha\text{-Fe} + \text{Fe}_3\text{P}$), Coh = когенит, Fe = самородное железо, Kmc = камасите, Tae = таенит, Gth = гётит.

Анализировались окислительно-восстановительные условия при плавлении мергелистого известняка, кристаллизации расплавов мелилит-нефелиновых паралав и их охлаждении по буферным равновесиям CCO, IW, IM, MW и температуре кристаллизации минералов (Рисунок 20). Предложена модель восстановительного обжига слабопроницаемых фрагментов осадочных пород, вызванного кондуктивным отводом тепла из смежных горящих участков в пласте угля в ходе подземных угольных пожаров. В условиях избытка атомарного углерода газовый режим в зонах обжига контролировался буферным равновесием CCO. Установлено, что в высокотемпературных экстремально-восстановительных условиях некоторых областей формирования паралав сосуществовали капли несмешиваемых Fe–S, Fe–P и Fe–S–P–C расплавов, из которых кристаллизовались экстремально восстановительные минеральные ассоциации.

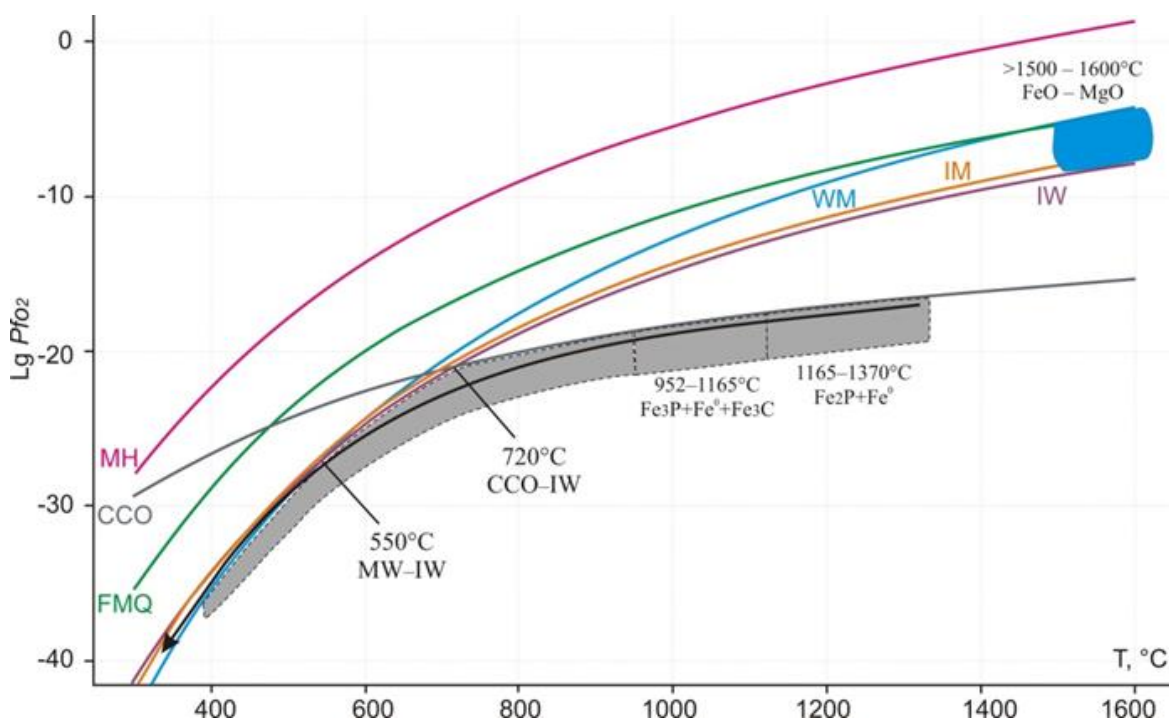


Рисунок 20 – Эволюция окислительно-восстановительных условий (толстая стрелка) при кристаллизации магнезовюстита-ферропериклаза, фосфидов железа (Fe_2P , Fe_3P), самородного железа, когенита, вюстита и магнетита

Выделены цветом поля предполагаемых условий кристаллизации экстремально восстановительных минеральных ассоциаций в координатах T – $\text{Lg}P_{\text{fO}_2}$: серое поле для мелилит-нефелиновых паралав и голубое поле для минеральной ассоциации, содержащей магнезовюстит-ферропериклаз (Рисунок 18 е–г). CCO, IW, IM, WM, FMQ и MH – буферные равновесия. Точки пересечения линий буферных равновесий: 720 °C для CCO и IW; 550 °C для IW и WM.

В фенокристах минералов из мелилит-нефелиновых паралав определены составы и получены КР-спектры фаз во включениях (расплавных, флюидных) – продуктах кристаллизации карбонатного ($\text{CaCO}_3 \pm \text{SrSO}_4 \pm \text{CaF}_2$) расплава, барита-целестина $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{SO}_4$ и флюидных фаз (силикатно-железистой гелеподобной и низкоплотного парового водного раствора) (Рисунок 21). Температура кристаллизации мелилит-нефелиновых паралав по минеральной термометрии и фазовым диаграммам для фенокристов и микролитовой ассоциаций превышала 1000–1100°C. На стадии кристаллизации фенокристов совместно находились силикатный, карбонатный ($\text{CaCO}_3 \pm \text{SrSO}_4 \pm \text{CaF}_2$) и сульфатный $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{SO}_4$ расплавы, паровой водный флюид и силикатно-железистый “гель” с большими вариациями состава. Сделан вывод о совместном существовании расплавных и флюидных сред, захваченных сингенетичными включениями, в низкотемпературных (близповерхностных) и высокотемпературных условиях на стадии плавления карбонатно-силикатных пород осадочной толщи и быстрого охлаждения (закаливания) расплавов паралав.

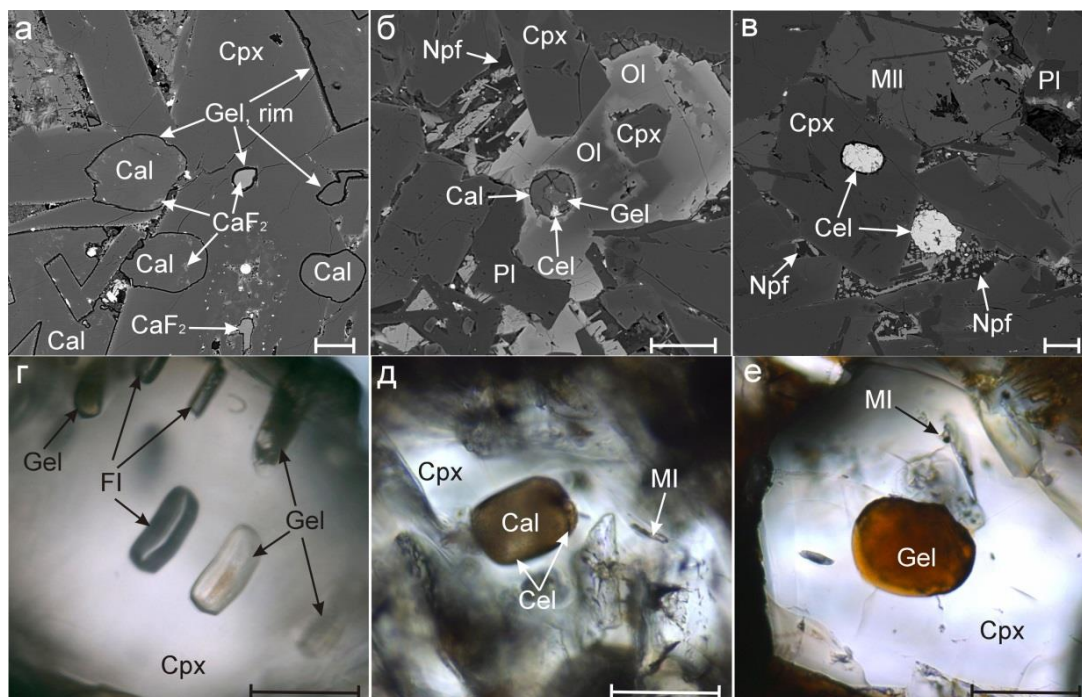


Рисунок 21 – Включения в мелилит-нефелиновых паралавах

Условные обозначения: Cal – кальцит, Gel – силикатного-железистый гель в каймах и во включениях, FI – флюидное включение, MI – расплавное включение, Cel – целестин, CaF_2 – флюорит, Cpx – Al-клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Ol – оливин, Mll – мелилит, Npf – Na-K нефелин. Масштабный отрезок 50 мкм. (а-в) – BSE. (г-е) – проходящий свет.

Обсуждались экспериментальные и теоретические данные по фазовым диаграммам кальцита и системы $\text{CaCO}_3\text{--CaO}$. Установлено, что термодинамические свойства некоторых компонентов системы Ca–C–O, представленные ранее в [71], содержат ошибки, что приводит к отклонению результатов модельных расчетов от экспериментальных данных. В программном комплексе “Селектор” были уточнены (согласованы и рассчитаны) термодинамические свойства всех возможных твердых и газовых компонентов системы $\text{CaCO}_3\text{--CaO}$ ($\text{CaCO}_3(\text{cr})$, $\text{CaCO}_3(\text{liq})$, $\text{CaO}(\text{cr})$, $\text{CaO}(\text{liq})$ и др.), что позволило при моделировании полностью воспроизвести фазовую диаграмму кальцита по экспериментальными данными, а также получить данные по фазовым равновесиям в системе CaO--CaCO_3 с учетом разложения и плавления кальцита при P до 30 МПа и T до 1800 К.

Термодинамические свойства компонентов системы CaO--CaCO_3 использовались для моделирования термальных изменений мергелистого известняка, соответствующего по составу образцу MN-1423, описанному в [72]. В моделях при 1–40 бар и 600–1000 °C кальцит частично разлагался на CaO и CO_2 , формировалась минеральная ассоциация, включающая геленит, спуррит, мервинит и монтчеллит, а при $T > 1000$ °C кальцит полностью разлагался без плавления. Результаты моделирования противоречат минерально-фазовому составу

ксенолитов мергелистого известняка, не содержащих индекс-фазы мервинит-спурритовой фации метаморфизма, и фазовой диаграмме кальцита в низкобарической области. Для корректного моделирования в дальнейшем необходимо уточнить и расширить список независимых компонентов системы (газовой фазы, порообразующих, второстепенных и редких минералов пирогенных пород), а также согласовать их термодинамические свойства с имеющимися экспериментальными данными.

Детальное изучение минерально-фазовых особенностей мелилит-нефелиновых паралав пирометаморфических комплексов Монголии показало, что эти породы существенно отличаются как по соотношению и составам порообразующих, так и по ассоциациям акцессорных и редких минералов от нефелин-мелилитовых пород вулканических комплексов Италии, Конго и Танзании. Тем не менее, полученные нами результаты убедительно свидетельствуют, что недосыщенные по кремнезему и обогащенные Са силикатные, а также карбонатные (кальцитовые) расплавы, исходные для вулканических пород и карбонатитов этих комплексов, могли формироваться при плавлении толщ карбонатно-силикатных осадочных пород в коровых условиях при небольшом давлении в присутствии обогащенной CO_2 флюидной фазы.

5.3 Исследования пород массива онгонитов Ары-Булак в Восточном Забайкалье

Массив Ары-Булак является модельным объектом для изучения минералогии, геохимии, изотопии, условий и процессов формирования обогащенных фтором гранитоидных пород – онгонитов, которые по [73] являются субэффузивными аналогами редкометалльных Li-F гранитов. Массив был открыт в 1975 г. и в дальнейшем неоднократно изучался.

Ранее не проводился комплексный анализ связей между геологическим строением массива Ары-Булак, процессами образования, геохимией и детальной минералогией слагающих его пород. В работах [74-76] были представлены валовые анализы 12 образцов пород массива на главные и примесные элементы, но не описаны составы многих слагающих их минералов.

В отчетный период 2024 г. была построена уточненная геологическая карта массива Ары-Булак (Рисунок 22).

Представлены результаты изучения геохимии, минерально-фазовых ассоциаций пород массива онгонитов Ары-Булак, составов главных, второстепенных и акцессорных минералов (кварца, полевых шпатов, топаза, циннвальдита, прозопита, редких алюмофторидов Са, вольфрамооксиолита, колумбита, циркона, касситерита, флюоцерита), фторидно-кальциевой фазы и образованного из нее флюорита.

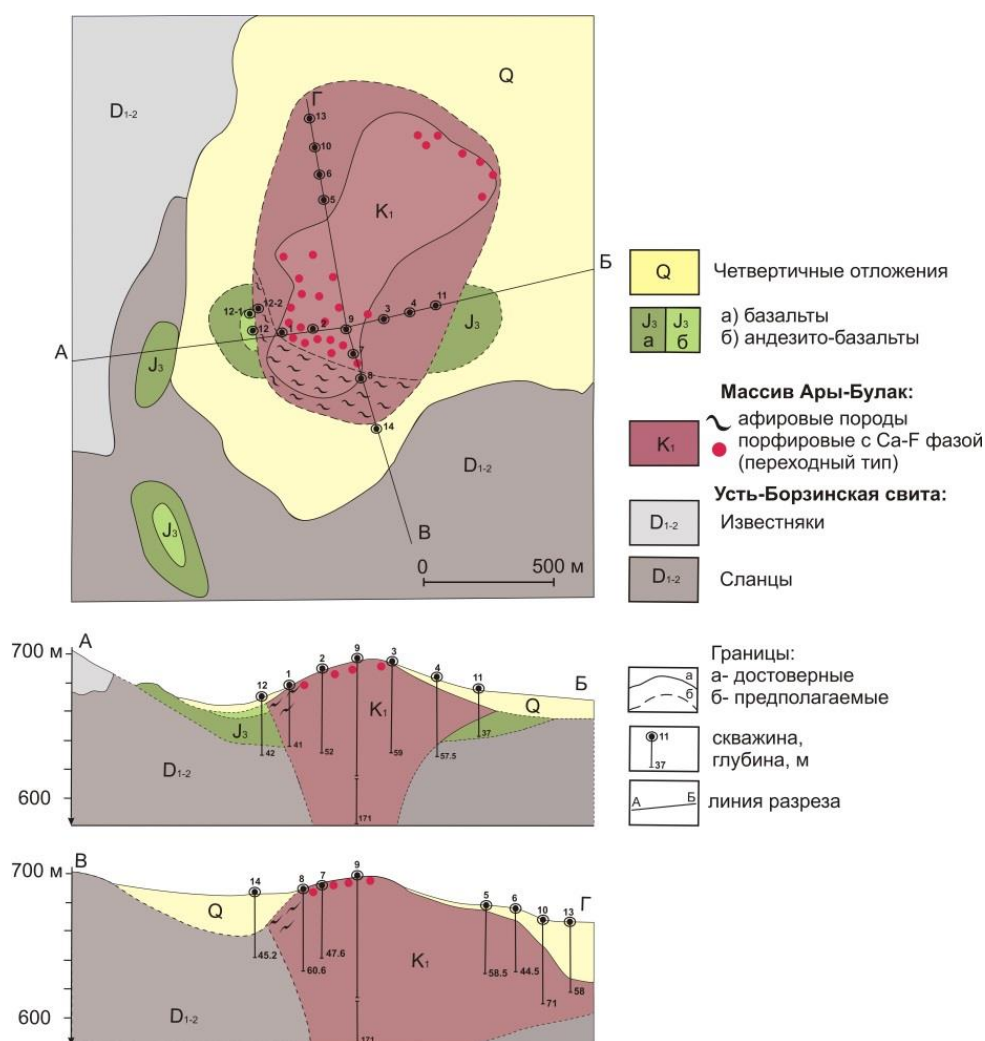


Рисунок 22 – Геологическая карта массива Ары-Булак.

Построена с учетом данных буровых и геофизических работ, проводившихся геологическими партиями – Чесучейской в 1964–1965 гг. и Леонтьевской в 1967–1969 гг. Материалы предоставлены геологом Б.А. Гайворонским.

Породообразующими минералами порфировых онгонитов являются кварц, альбит и санидин, второстепенными – топаз и циннвальдит. Матрикс онгонитов сложен кварц-санидин-альбитовым агрегатом с игольчатыми кристаллами топаза микронных размеров. В порфировых породах переходного типа и в эндоконтактовой афировой зоне интерстиции между минералами матрикса заполняет фторидно-кальцевая фаза, образованная из F-Ca (флюоритового, стехиометрического) расплава. Фторидно-силикатная жидкостная несмешимость в оногонитовой магме и флюидно-магматические процессы привели к перераспределению REE, Y, многих примесных элементов между расплавами, флюидами, минералами и контрастной смене минерально-фазовых ассоциаций в породах массива. С этим связано появление тетрад-эффектов М-типа (T_1 La–Nd, T_4 Er–Lu) и W-типа (T_3 Gd–Ho) в нормированных к хондриту REE спектрах пород (Рисунок 23).

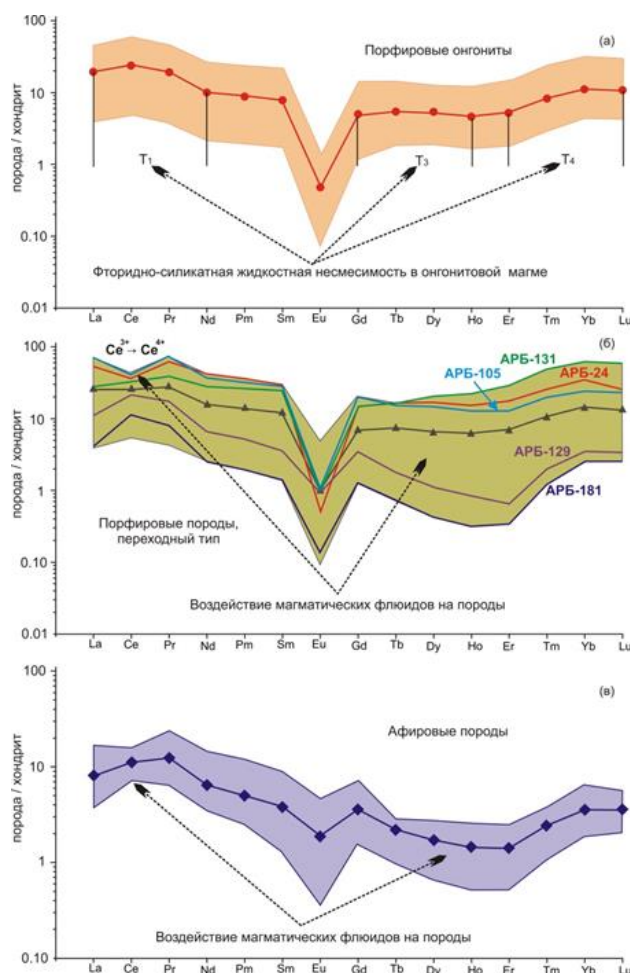


Рисунок 23 – Нормированные к хондриту REE распределения пород массива

T_1 , T_3 и T_4 – тетрады REE как следствие фторидно-силикатной несмешиваемости для порфировых онгонитов (а), взаимодействия магматических флюидов с порфировыми породами переходного типа (б) и афировой зоной массива (в).

Дегазация магматических флюидов через эндоконтактовую зону массива сопровождалась кристаллизацией Sr-содержащего прозопита и водосодержащих кальциевых алюмофторидов. Афировые породы по сравнению с онгонитами и порфировыми породами переходного типа обогащены водой, Sr, Ba, Rb, Sn, W, Ta, Be, Zr, Hf, Sb, As, Sc, но содержат меньше Li, Pb, Zn, Y и REE. В процессе воздействия магматических флюидов на обогащенные Ca и F породы, особенно эндоконтактовой зоны, альбит частично либо полностью замещался F-Ca фазой и каолинитом, а F-Ca фаза перекристаллизовалась в агрегаты микрозернистого флюорита стехиометрического состава без примесных элементов. Также кристаллизовалась Rb-Cs слюда в кайме на лейстах циннвальдита, максимально обогащенные рубидием области которой при соотношении катионов $Rb > K > Cs$ могут быть новым минералом (Рисунок 24).

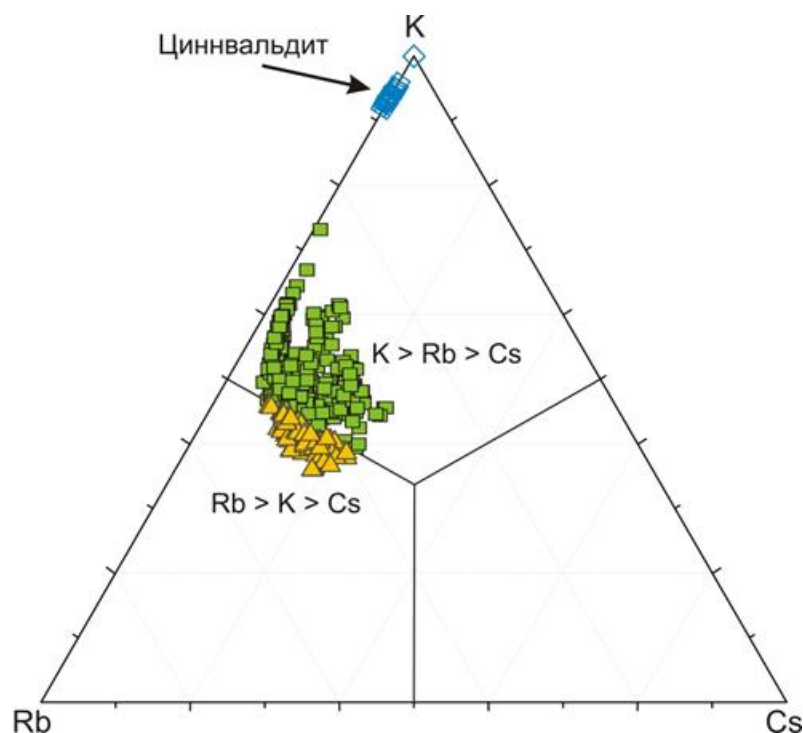


Рисунок 24 – Соотношение между K, Rb и Cs в Rb-Cs слюде из каймы по лейстам циннвальдита в афировой породе

Геохимия пород, особенности слагающих их минерально-фазовых ассоциаций, эволюция составов минералов и F-Sa фазы являются следствием формирования массива Ары-Булак из онгонитовой магмы в ходе флюидно-магматического процесса, осложненного фторидно-силикатной жидкостной несмесимостью с участием флюоритового и других фторидных расплавов, а также магматических флюидов *P-Q* и первого типов.

ВЫВОДЫ

1. Из данных по биостратиграфии известкового нанопланктона следует, что в среднем-позднем миоцене (10–6 млн. лет) часть плато гайота Альба находилось ниже уровня океана и на вулканокластические породы (туф, туффит) отлагались карбонатные осадки. Наиболее молодой (поздний) слой III Fe-Mn корки формировался в плиоцене-плейстоцене (< 1.8 млн. лет), когда вершинные поверхности гайота погрузились на значительную глубину. Находки многочисленных достаточно крупных вулканических конусов на плато гайота, достигающих высоты 750 м при основании 5 км, впервые свидетельствуют о масштабных извержениях *petit-spot* базанитовых вулканов, которые происходили в миоцене на меловых гайотах и подводных горах Тихого океана.

2. Детальное изучение минерально-фазовых особенностей мелилит-нефелиновых паралав пирометаморфических комплексов Монголии показало, что эти породы существенно отличаются как по соотношению и составам породообразующих, так и по ассоциациям

акцессорных и редких минералов от нефелин-мелилитовых пород вулканических комплексов. Тем не менее, полученные результаты убедительно свидетельствуют, что недосыщенные по кремнезему и обогащенные Са силикатные, а также карбонатные (кальцитовые) расплавы, исходные для вулканических пород и карбонатитов этих комплексов, могли формироваться при плавлении толщ карбонатно-силикатных осадочных пород в коровых условиях при небольшом давлении в присутствии обогащенной CO_2 флюидной фазы.

3. Геохимия пород, особенности слагающих их минерально-фазовых ассоциаций, эволюция составов минералов и F-Ca (флюоритовой) фазы являются следствием формирования массива онгонитов Ары-Булак из онгонитовой магмы в ходе флюидно-магматического процесса, осложненного фторидно-силикатной жидкостной несмесимостью с участием флюоритового и других фторидных расплавов, а также магматических флюидов P-Q и первого типов.

Раздел 6 Минералого-геохимические особенности месторождений стратегических металлов, связанных с Зиминской группой щелочнокарбонатитовых интрузий (Восточный Саян), условия формирования пород и руд с Ta-Nb-минерализацией Большешагнинского массива

Ниобий входит в перечень основных видов стратегического минерального сырья, утвержденный Распоряжением Правительства РФ от 30.08.2022 № 2473-р. Он является одним из востребованных редких элементов, используемых в качестве легирующих металлов, которые обладают устойчивостью к действию многих агрессивных сред, тугоплавкостью, коррозионной стойкостью, способностью образовывать термостойкие, сверхпроводящие и другие сплавы. Потребность России в сплавах на основе ниобия удовлетворяется большей частью за счёт импорта. Мировое потребление и цены на этот металл постоянно растут. Одним из приоритетных направлений науки в разделе «Рационального природопользования» является изучение месторождений редкометалльного стратегического сырья. Целесообразность освоения ниобиевых руд Большешагнинского месторождения определяется территориальной доступностью, относительно простым минеральным составом руд и возможностью их добычи открытым способом. Большешагнинское месторождение тантал-ниобиевых руд в отличие от всех других месторождений, связанных с массивами ультраосновных щелочных комплексов, расположено не в карбонатитах, а в силикатных породах (микроклиновых и силикокарбонатитовых местасоматитах, апатит-слюдистых породах) одноименного массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, располагающегося на территории Иркутской области в предгорьях Саян и входящего в Зиминскую группу интрузий рифейского возраста (680–640 млн. лет – неопротерозойская эра, криогенный период). Подсчитанные запасы Nb_2O_5 Большешагнинского месторождения составляют около 5 % от российских запасов [77]. Главным полезным минералом является пирохлор, попутное значение имеют микроклин, апатит и флюорит. Руды характеризуются высокими содержаниями Nb_2O_5 – 0,966 мас. % и P_2O_5 – 3,94 мас. %.

Целью работы являлось определение условий формирования пород и руд с Nb-минерализацией по типоморфным признакам и типохимизму породообразующих, аксессуарных и рудных минералов Большешагнинского массива. Определение минеральных фаз по оптическим диагностическим свойствам и изучение их текстурно-структурных особенностей проведено с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX-51 с функциями проходящего и отражённого света в ИГХ СО РАН. Содержания петрогенных элементов (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe) и редких элементов (Ba, Sr), элементов

группы железа (V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb) и редких элементов (Nb, Zr, Y) в породах и рудах (122 пробы) анализировались рентгенофлуоресцентным методом с помощью спектрометра VRA-30 в ИГХ СО РАН. Пределы обнаружения элементов по используемой методике РФА составили: Nb – 0,0005%, Zr 0,001 %, Y – 0,001 %. Элементный состав основных породообразующих и рудных минералов был определен методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на электронном микроскопе MIRA 3 LMN TESCAN (6 препаратов).

Изученные породы Большетагнинского массива представлены нефелин-пироксеновыми породами серии мельтейгит-ийолит-уртит (раннемагматический этап); нефелиновыми сиенитами, апатит-слюдистыми породами с сульфидами, калишпатизированными метасоматитами (основной этап); кальцитовыми карбонатитами различных стадий, силикокарбонатными метасоматитами (карбонатитовый этап). Минеральный состав пород приведён в Таблице Б.1 (Приложение Б).

Согласно методическим рекомендациям [78] рядовые руды этого месторождения содержат Nb₂O₅ от 0,3 до 1,2 мас. % при среднем содержании Nb₂O₅ в руде – 1,0 мас. %. В проанализированных нами 122 пробах среднее содержание Nb₂O₅ составляет 1,5 мас. %. 13 из 122 проб вошли в число рядовых руд, 7 проб отнесены к богатым и весьма богатым рудам – содержания Nb₂O₅ в них попадают в интервал значений от 1,2 до 6,1 мас. % (Рисунок 25). В работе [78] отмечено, что пироксеновое оруденение в Большетагнинском месторождении развивается не в карбонатитах, а в микроклинитах – калишпатовых метасоматитах по ультраосновным щелочным породам и в апатит-пироксеновых породах. В работе [79] было показано, что ниобиевые руды связаны с микроклинитами, карбонатит-слюдистыми и слюдистыми породами. Наше петрографическое и петрохимическое исследование показало, что ниобиевое оруденение Большетагнинского массива приурочено к различным разновидностям пород – из двадцати рудных проб, одиннадцать связаны с сульфидно-apatит-слюдистыми породами, четыре – с кальцитовыми карбонатитами, также обнаружен рудные калишпатизированный ийолит, микроклинит, слюдино-карбонатная брекчия, магнетит-сульфидная порода и пироксено-apatитовая порода.

На диаграмме отношения содержания суммы щелочей оксидов натрия и калия к диоксиду кремния в породах Большетагнинского массива отмечается положительная корреляция между данными элементами и единый тренд, свидетельствующие о процессе эволюции магматического расплава, из которого сформировался щелочно-карбонатитовый комплекс (Рисунок 26).

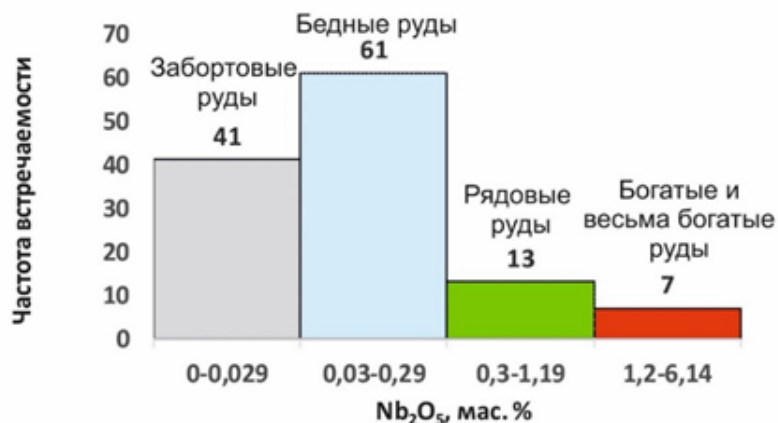


Рисунок 25 – Гистограмма частоты встречаемости содержания Nb_2O_5 в породах Большешагнинского массива

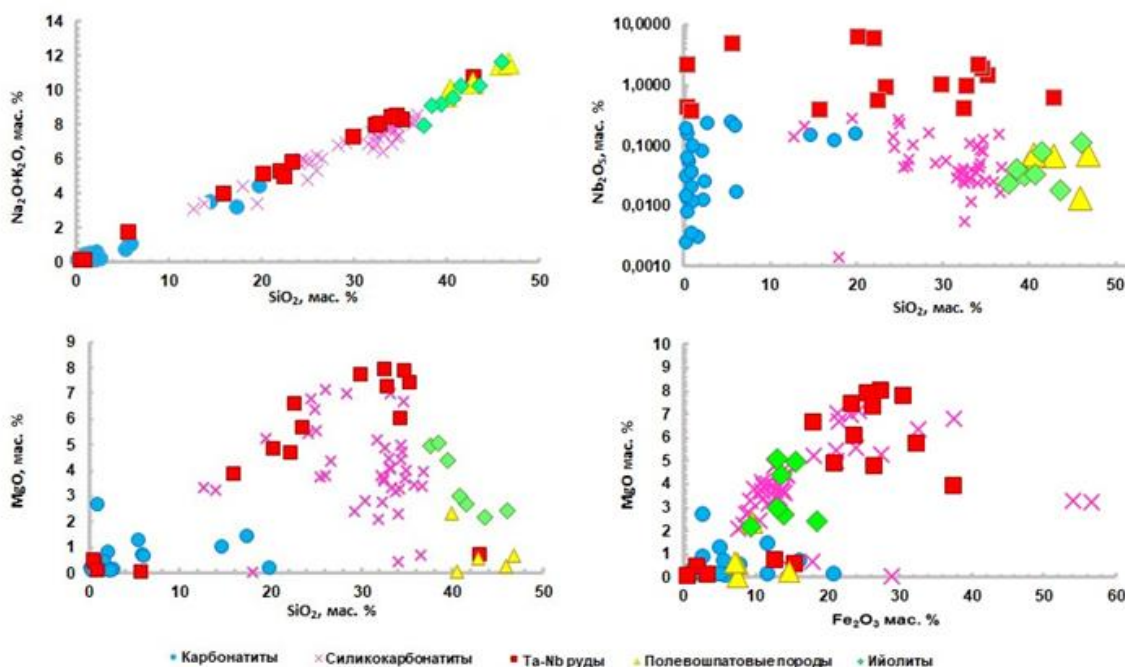


Рисунок 26 - Диаграммы отношений оксидов петрогенных и рудных элементов в породах и рудах Большешагнинского массива

Ниобиевые руды имеют широкие вариации составов и попадают в область составов карбонатитов, силикокарбонатитов, полевошпатовых метасоматитов (микроклинитов). Апатит-пироксеновые рудные породы содержат минимальные значения Na_2O+K_2O и SiO_2 .

На диаграмме отношения пентаоксида ниобия и фосфора (Рисунок 27) отмечается положительная корреляция между этими элементами в силикокарбонатитах и рудах массива, что указывает на парагенезис ниобиевой минерализации и фосфатов. Этот вывод подтверждается петрографическими данными – парагенезис фосфатов и минералов ниобия обнаружен в пироксен-апатитовых и апатит-слюдистых породах и рудах, а также в силикокарбонатитах.

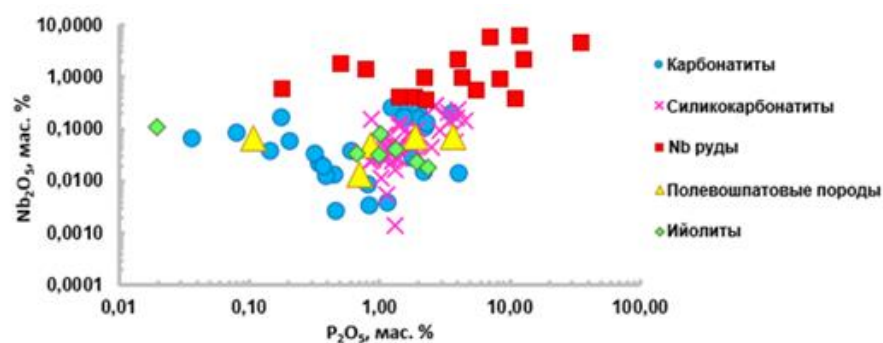


Рисунок 27 – Диаграмма отношения пентаоксида ниобия и фосфора

Минералы группы пироклора в породах массива являются главными концентраторами ниобия и наблюдаются в изученных породах в виде идиоморфных изометричных кубооктаэдрических кристаллов, гипидиоморфных и реликтовых зёрен, колломорфных агрегатов (Рисунок 28). По химическому составу большинство изученных зёрен являются фторкальциопироклором (мас. %): Nb_2O_5 – 65,88, CaO – 14,69, Na_2O – 6,08, TiO_2 – 1,6–7 мас, FeO – 0–3,7, F – 4,9. Состав фторкальциопироклора не постоянен, отмечается зональность.

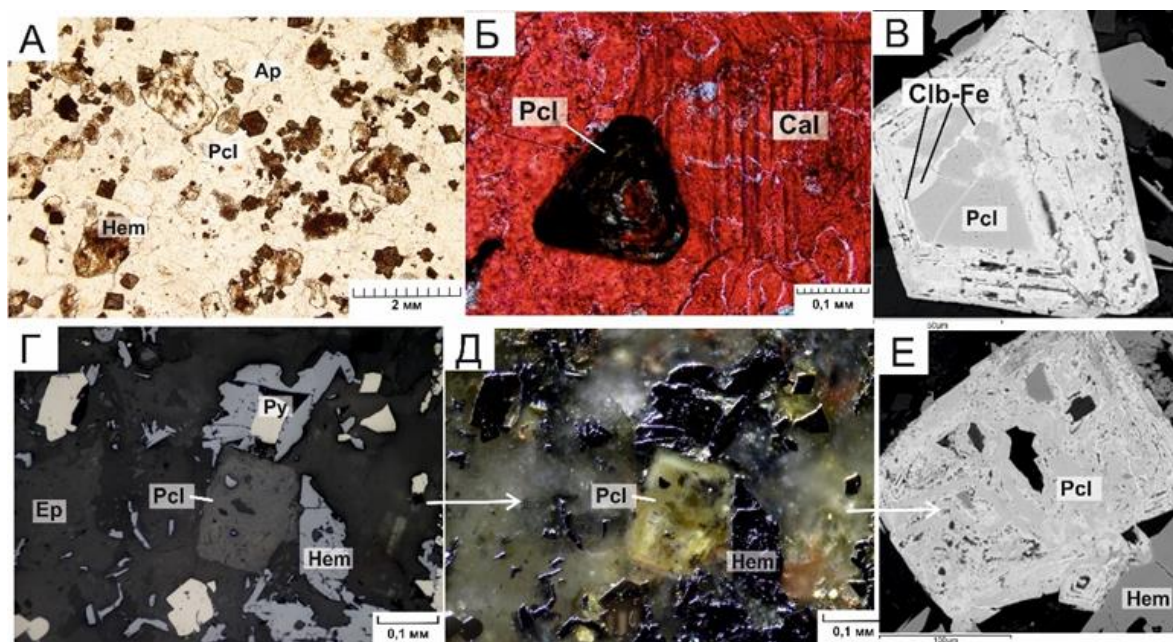


Рисунок 28 – Кристаллы минералов группы пироклора в различных породах и рудах

А, Б – микрофотографии шлифов при одном поляризаторе в проходящем свете; Г, Д – микрофотографии аншлифа в отраженном (Г) и проходящем (Д) свете; В, Е – микрофотографии аншлифов в BSE. А, Б – кубооктаэдрические идиоморфные зональные кристаллы фторкальциопироклора в образце апатитолита (А), кальцитового карбоната (Б); В, Г, Д, Е – в образце апатит-эгирин-хлорит-сульфидной породы; В – идиоморфный кристалл фторкальциопироклора (серый) с зонами развития ферроколумбита (белые); Е – идиоморфный кристалл пироклора (серый) с зонами развития уран-пироклора и ферроколумбита (белые полосы).

В изменённых породах отмечается фторкальциопирохлор с зонами уран-пирохлора (гаттчетолита) с содержанием UO_2 – 6,4 % мас. % и Ta_2O_5 – 0,9 мас. % (Рисунок 28 Е). В гематитизированных породах минералы группы пирохлора замещаются вторичным ферроколумбитом (Рисунок 28 В, Е). Также продуктом преобразования фторкальциопирохлора является дмитрийварламовит с составом (мас. %): Nb_2O_5 – 43,43, FeO – 18,44, TiO_2 – 31,48, V_2O_3 – 2,29.

Ферроколумбит является второстепенным рудным минералом ниобия Большетагнинского массива. Встречается как первичный минерал в апатит-слюдистых породах (Рисунок 29 А), но, чаще обнаруживается как вторичный минерал в виде аллотриоморфных, игольчатых и ячеистых псевдоморфоз по кристаллам пирохлора в кальцитовых карбонатитах (Рисунок 29 Б-Е). Ферроколумбит характеризуется следующими вариациями состава (мас. %): Nb_2O_5 от 68,55 до 58,88, FeO от 12,13 до 19,98, MnO от 0,84 до 7,22, TiO_2 от 3,27 до 14,26.

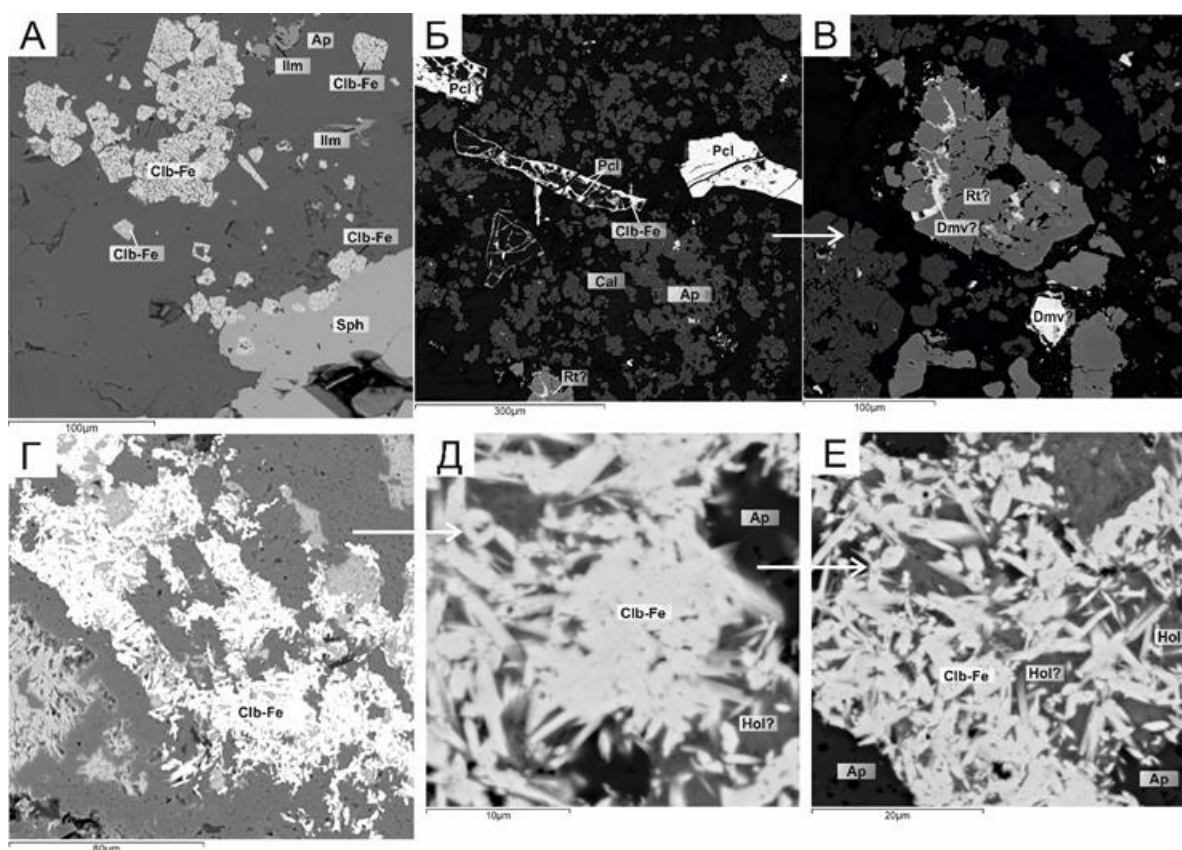


Рисунок 29 – Микрофотографии в BSE различных агрегатов ферроколумбита и дмитрийварламовита в породах и рудах

А – ферроколумбит в апатит-тетраферрианнитовой породе; Б – ячеистые кристаллы ферроколумбита, замещающие пирохлор, В – рутил с зонами развития дмитрийварламовита по трещинам в кальцитовом карбонатите; Г-Е – игольчатые агрегаты ферроколумбита в кальцитовом карбонатите.

Из других первичных минералов, содержащих Nb_2O_5 , отмечаются апатит (от следов до 2,7 мас. %), сфалерит (от следов до 1,3 мас. %) и ильменит (от следов до 0,7 мас. %) (Таблица 6). В карбонатитах и метасоматитах (силикокарбонатитах и микроклинитах) наряду с новообразованными минералами группы пироклора и ферроколумбита, обнаружены следующие ниобийсодержащие минералы (Nb_2O_5 , мас. %): ильменорутил – 20,6–25,3; голландит – 2,4–10,6; рутил – 0,8–7,1.

Таблица 6 – Распределение Nb_2O_5 по минералам в рудах Большетагнинского массива

Минерал	Содержание Nb_2O_5 в минерале (мас. %)		Количество анализов
	Минимальное – максимальное	Среднее	
Апатит	0–2,7	0,2	28
Фторкальциопироклор	54,8–68,1	60,4	9
Гаттчетолит	51,6–57,6	55,8	4
Ферроколумбит	59,6–69,8	65,8	24
Голландит	2,4–10,6	7,3	3
Сфалерит	0–1,3	0,2	17
Ильменит	0–0,7	0,4	4
Рутил	0,8–7,1	3,4	14
Ильменорутил	20,6–25,3	23,0	4
Дмитрийварламовит	43,7–59,6	48,9	10
Гематит	0–2,7	0,5	58

Гематитизация широко проявлена в породах Большетагнинского массива. В кальцитовых карбонатитах гематит цементирует зёрна карбонатов. В силикокарбонатитах гематит наблюдается в виде пластинчатых агрегатов. В гематите присутствуют примеси ниобия (от следов до 2,7 мас. % Nb_2O_5), титана и ванадия.

Кроме ниобиевой минерализации в Большетагнинском массиве обнаружены минералы, концентрирующие редкоземельные элементы: паризит, синхизит и монацит-(Ce). Паризит и синхизит встречаются в тесном парагенезисе друг с другом в кальцитовых карбонатитах. Наблюдаются в виде сростков пластинчатых агрегатов и отдельных пластинок (Рисунок 30 А-Г). Паризит характеризуется следующим химическим составом (мас. %): CaO – 8,31, Ce_2O_3 – 29,45, La_2O_3 – 22,05, Pr_2O_3 – 1,59, Nd_2O_3 – 5,06, F – 6,38. Химический состав синхизита отличается от паризита более низким содержанием РЗЭ и более высоким количеством CaO (мас. %): CaO – 13,67, Ce_2O_3 – 24,47, La_2O_3 – 19,07, Pr_2O_3 – 1,39, Nd_2O_3 – 4,98, F – 4,98.

Монацит-(Ce) в карбонатитах и силикокарбонатитах является вторичным минералом-концентратором редких земель. Встречается в виде небольших идиоморфных кристаллов и

аллотриоморфных зерен. Химический состав монацита-(Ce) (мас. %): P_2O_5 – 27,98, CaO – 1,74, Ce_2O_3 – 32,87, La_2O_3 – 23,1, Pr_2O_3 – 1,66, Nd_2O_3 – 5,09, ThO_2 – 1,00.

ВЫВОДЫ

1. Первичное ниобиевое оруденение в Большешагнинском массиве связано с апатит-тетраферрианнитовыми породами и апатитолитами, в которых основными концентраторами ниобия является ферроколумбит $(Nb,Ta,Fe)_2O_6$ и фторкальциопирохлор $(Na,Ca)_2Nb_2O_6(OH,F)$ соответственно. В виде примесей ниобий обнаружен в апатите, сфалерите и ильмените.

2. Перераспределение первичной ниобиевой минерализации в породах Большешагнинского массива связано с калишпатизацией нефелин-пироксеновых пород мельтейгит-ийолит-уртитовой серии. Последующее перераспределение ниобия произошло в результате внедрения карбонатитовых расплавов, вследствие чего образовались рудные карбонатиты и силикокарбонатиты. В метасоматитах вторичными минералами ниобия являются новообразованный фторкальциопирохлор с обогащёнными ураном зонами вплоть до образования гаттчетолита, ферроколумбит, дмитрийварламовит, ильменорутил. В результате гидротермального преобразования руд Большешагнинского массива образуется гематит с примесью ниобия.

3. Выявленные ассоциации породообразующих и рудных минералов, парагенезис ниобиевой и фосфорной минерализации, а также прямая корреляция фосфора и ниобия в первичных рудах и рудных метасоматитах Большешагнинского массива подтверждают полистадийное преобразование пород и руд.

Раздел 7 Условия формирования магнезиальных метасоматитов на примере Кутимского блока (выступ Сибирской платформы)

В 2024 году продолжалось исследование двух крупных периодов развития Кутимского блока Чуйского выступа Сибирского кратона. Ранний период охватывал нижний и средний протерозой и завершился 1860 млн. лет назад субщелочной гранитизацией чуйских гнейсов. Нами установлено, что через 1500 млн. лет начался подъем структуры с переходом к внутриплитной геодинамической обстановке (390-370 млн. лет). Свидетельствами подъема структуры являются 1) образование на юге широкой полосы выходов милонитов и катаклазитов чуйских гнейсов и мигматитов с Маректинским выступом фундамента (след оползания Иловирского надвига с пород чуйской глыбы). и 2) развитие многочисленных зон расщепления вдоль Левоминьского и Абчадского разломов. Вдоль этих зон развиты тела высокомагнезиальных сланцев, пересекающих все разновидности пород чуйской толщи, включая гнейсы, амфиболиты, граносиениты и основные дайки. Они представлены флогопит-кордиерит-кварцевыми, хлорит-флогопит-кордиерит-кварцевыми сланцами с парагонитом при замещении гнейсов и мигматитов и хлорит-антофиллитовыми с гематитом сланцами при основном протолите. Однообразно нарастающая магнезиальность этих пород (от 4,5 до 16-23 мас % MgO) говорит о едином источнике глубинных, скорее всего, мантийных растворов, осуществляющих метасоматоз. Но их U-Pb возраст методом ID-TIMS по монациту составляет 369 ± 1 млн. лет, поэтому они не могут быть просто разновидностью метаморфических пород чуйской толщи, а знаменуют новый, герцинский этап ее преобразования. Выполненные Е.Б.Сальниковой с коллегами определения возраста циркона из гелиодора пегматита Супруновского месторождения [80] и монацитов из Mg-метасоматита пробы АК117 окончательно подтвердили, что метасоматиты (369 ± 1 млн. лет) старше пегматитов (331 ± 4 млн. лет), но оба возраста относятся к герцинскому времени.

При этом наблюдается явная зависимость состава метасоматитов от протолита, по которому они развиваются. Изученные Mg-метасоматиты, как и пегматиты, богаты цирконом, рутилом, монацитом и ксенотимом, а пегматиты еще и бериллом, касситеритом, приоритом, фергусонитом, самарскитом. Такую же редкоземельно-редкометалльную характеристику имеют мигматиты и гранофировые граносиениты Абчадского гранитогнейсового купола [81]. Участие в образовании Mg-метасоматитов раннедокембрийского корового материала подтверждается их модельным возрастом (2,54 млрд. лет) при величине ϵNd от -16,5 до -17,5 и высоко радиогенным изотопным составом стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 1,24-0,95$). Однако Mg-метасоматиты резко отличаются высоким

содержанием магния при отсутствии в толще высоко магнезиальных пород. Видимо, появление зон рассланцевания вдоль главных обрамляющих блок разломов привело к повышению проницаемости структуры и проникновению растворов, изначально имеющих мантийное происхождение. Приуроченность Mg-метасоматитов к зонам рассланцевания, сгущающимся к зонам разломов, позволяет отнести их к типу приразломных метасоматитов.

Породы Чуйского выступа фундамента Сибирской платформы дважды переработаны метаморфизмом: гранулитовым в архее и амфиболитовой фации в нижнем протерозое, с гранитизацией, породившей чуйско-кодарские граниты нормальной щелочности. В среднем протерозое произошло формирование Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса вдоль разлома, отделившего от кратона как Чуйский выступ фундамента, так и Алданский щит. Видимо, связанные с формированием разлома растворы произвели субщелочную гранитизацию в породах Кутимского блока Чуйской глыбы в период 1865-1860 млн. лет. Но следующая тектоническая активизация произошла в этой структуре только через 1,5 млрд лет и выразилась в поднятии Чуйской глыбы в целом и развитию структуры в условиях новой внутриплитной геодинамической обстановки [82, 83], обусловленном, возможно, медленным подъемом Северо-Азиатского плюма [84]. Именно связь с мантийным источником могла обусловить магнезиальный характер преобразований чуйских гнейсов в зонах рассланцевания. Аналогов этих образований с таким возрастным отрывом от протолита в доступной литературе нами не обнаружено.

ВЫВОДЫ

1. Получена оценка возраста, геохимические и изотопно-геохимические характеристики кордиерит-флогопит-кварцевых магнезиальных метасоматитов, развитых в приразломных зонах рассланцевания Кутимского блока Чуйской глыбы, где они пересекают все разновидности пород среднепротерозойского возраста. U-Pb (IDTIMS) возраст монацита из метасоматитов составляет 369 ± 1 млн. лет.

2. Модельный возраст Mg-метасоматитов (2,54 млрд. лет) при величине ϵNd от -16,5 до -17,5, также как и высоко радиогенный изотопный состав стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 1,24-0,95$) указывают на участие в их образовании раннедокембрийского корового материала. Аналогов этих образований в доступной литературе нами не обнаружено.

3. Магнезиальные метасоматиты Кутимского блока отражают принадлежность начальных растворов к мантийному источнику и по возрасту фиксируют переход структуры к герцинской внутриплитной геодинамической обстановке, возможно, под влиянием медленного поднятия Северо-Азиатского суперплюма.

Раздел 8 Масштабы изотопно-геохимических вариаций в эклогитах высокобарических комплексов Киргизского Тянь-Шаня

В пределах западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса в основании крупных докембрийских гранито-гнейсовых массивов выделяются метаморфические комплексы, часть которых демонстрирует индикаторы метаморфизма высоких и сверхвысоких давлений в раннем (~500–480 млн. лет) и позднем палеозое (~330–315 млн. лет) [85-87]. Формирование раннепалеозойских комплексов связывается с последовательным закрытием Терской [86, 88-90] и Джалаир-Найманского [89, 91, 92] бассейнов с океанической корой и сопряженной эволюции окраин Исыккульского и Чуйско-Кендыктасского микроконтинентов вплоть до их субдукции под островные под островные дуги [88-90, 92]. Для позднепалеозойских комплексов южного Тянь-Шаня (хребты Чаткал–Атбаши) предполагается формирование в связи с раскрытием и эволюцией Туркестанского океана и субдукционно-аккреционными процессами в позднем карбоне [93-96].

Не смотря на длительную историю изучения, основная масса публикаций, посвященных происхождению высокобарических комплексов киргизского Тянь-Шаня ограничивалась петрологическими оценками их метаморфической эволюции [93, 95, 97-105], времени эклогитового метаморфизма [93, 100, 104, 106-108], а также возрасту и вещественному составу ассоциирующих с эклогитами метагранитоидов и метаосадочных толщ, к примеру [93, 106, 107, 109]. В то же время, изотопно-геохимические данные для эклогитов данных комплексов крайне ограничены [92, 104, 108, 110], и существенная часть из них выполнена по единичным пробам с целью изотопного (Sm-Nd, Lu-Hf) датирования [104, 111]. Таким образом, не представляется очевидным, насколько корректны существующие представления о происхождении протолита высокобарических пород и их позиции в геодинамических построениях. В отчетный 2024 г. нами проведены детальные минералого-петрографические, геохимические и изотопные исследования представительных эклогитов трех наиболее хорошо изученных высокобарических комплексов Тянь-Шаня (раннепалеозойских – существенно кварцитового *Макбальского* и преимущественно гнейсового *Актюзского*, а также позднепалеозойского – *Атбашинского*). Основной задачей в рамках данного исследования была оценка вариативности изотопного состава валовых проб эклогитов, их соответствия актуальным представлениям о коровой природе указанных комплексов и индикаторной роли для геодинамической эволюции палеозойских океанических бассейнов.

8.1 Минералого-петрографические характеристики эклогитов

Исследованные эклогиты представляют собой преимущественно порфиробластовые, гранобластовые и грантонематобластовые породы с мелко или среднезернистым матриксом, слабо или умеренно преобразованные ретроградной гидратацией и синтектонической деформацией. Последняя прослеживаются в некоторых эклогитах в виде полосчатости матрикса преимущественно омфацитового или омфацит-эпидотового состава, обтекающего порфиробластовый гранат.

Эклогиты *Амбаинского комплекса*, имеющие характерный облик пород океанического происхождения, сложены крупным (до 3–4 мм) идиоморфным гранатом (Рисунок 30 в, г-е) и матриксом, в котором доминирует омфацит, аксессуарный рутил и – редко – кварц. В наиболее типичном эклогите *At-83-13* ядерные части крупного порфиробластового граната содержат включения хлорита и биминеральные хлорит–альбитовые ($\pm$ серицит) включения (Рисунок 30 в-г), маркирующие проградную стадию роста граната. В каймах того же граната начинают появляться включения рутила (до 100 мкм), кварца, а также разноориентированные длиннопризматические, реже – субизометричные включения клинопироксена (Рисунок 30 в-г). Ретроградные преобразования выражены в образовании хлоритовых рубашек вокруг граната, замещении рутила титанитом, развитии цепочек хлоритовых и биминеральных хлорит–альбитовых псевдовключений и жильного агрегата вдоль трещин, секущих порфиробластовый гранат (Рисунок 30 в-г). По своим минералого-петрографическим характеристикам подобные эклогиты схожи с описанными ранее в работах [93, 95], однако порфиробластовый гранат не обнаруживает парагонита, глакофана и фенгита среди включений проградных фаз в ядрах, содержат омфацит только во внешних зонах роста и имеет более кристаллографически выдержанную зональность.

Наиболее примечателен среди исследованных пород комплекса неоднородный эклогит *At-83-26* (Рисунок 30 д-ж), сложенного преимущественно крупным (до 3–5 мм) идиоморфным порфиробластовым гранатом (реже – его сегрегациями и сростками) и матриксом клинопироксена–омфацита и более редкого эпидота.

Центральные части порфиробластов содержат многочисленные, главным образом ксеноморфные мелкие (не более 10 мкм) включения клинопироксена, ориентированные полосы крупных призматических включений эпидота, приуроченные к границе ядра и внешних зон граната, а также участки сложного агрегата преимущественно рутил–ильменит–кварцевого состава ($\pm$ омфацит), которые расположены хаотично по отношению к гранату (встречаются как в центральных частях, так и во внешних зонах порфиробластов и могут переходить в матрикс эклогита) (Рисунок 30 е).

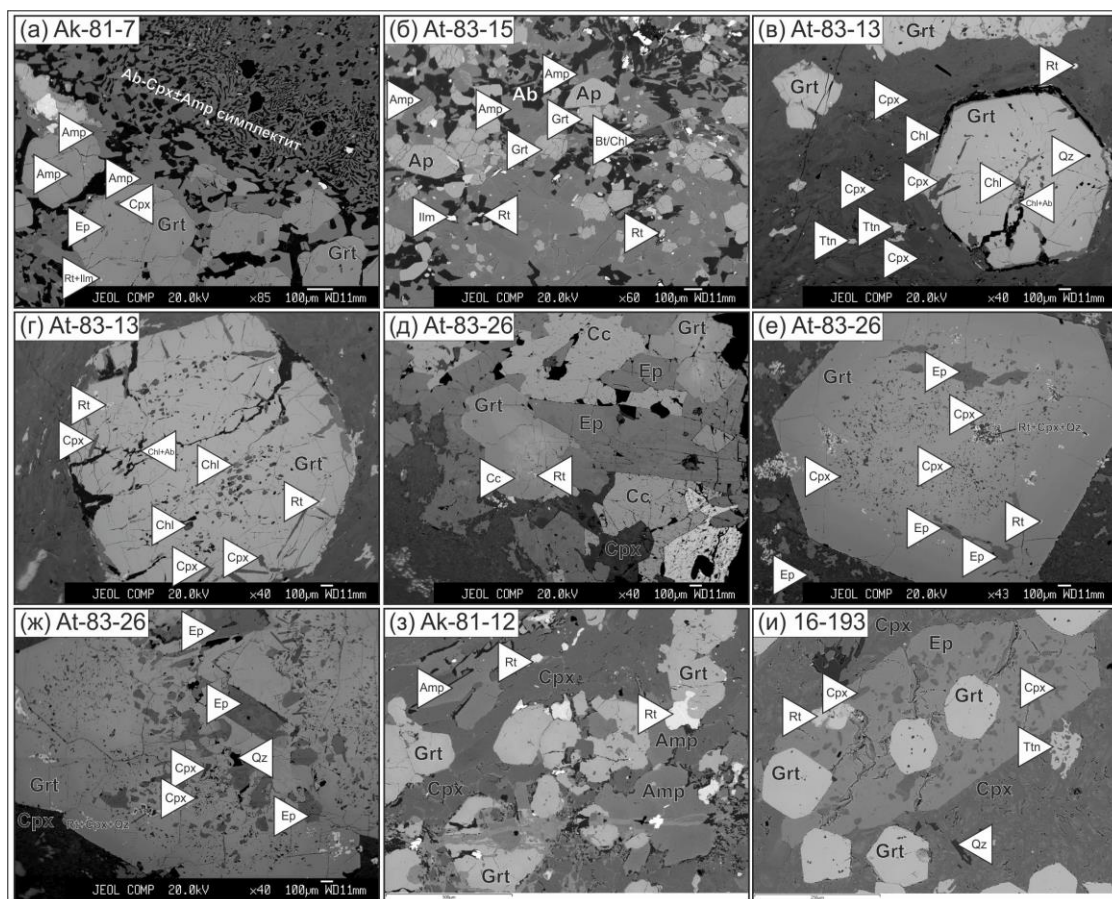


Рисунок 30 – Структурно-текстуальные особенности изученных эклогитов (BSE-микрофотографии)

Образцы *Ak-81-7*, *Ak-81-12* – Актюз; *At-83-15*, *At-83-13*, *At-83-26* – Атбаши; *16-193* – Макбал. И использованные аббревиатуры: Grt – гранат, Cpx – клинопироксен-омфациит, Amp – омфациит, Rt – рутил, Ilm – ильменит, Ttn – титанит, Chl – хлорит, Ab – альбит, Ep – эпидот, Qtz – кварц.

Рутил встречается как в виде крупных зерен в матриксе, в виде самостоятельных включений в промежуточных и внешних зонах граната, а также в виде включений в эпидоте, включенном в свою очередь в гранат. В некоторых случаях на границах срастающихся порфиروبластов граната зоны шва обогащены крупными включениями эпидота и омфациита ($\pm$ кварц) (Рисунок 30 ж). Эклогит содержит разноразмерные жилы, выполненные преимущественно эпидотом, укрупненным омфациитом и вариативным по составу карбонатом (кальцит, железистый доломит) (Рисунок 30 д).

Некоторые породы того же комплекса, однако, имеют более равномернозернистую структуру с гранатом до 200–300 мкм (Рисунок 30 б). В апоэклогите *At-83-15* субидиоморфный до ксеноморфного гранат помещен в преимущественно амфиболовый матриксу, сформированный по первичному омфацииту, с крупным (до 300–400 мкм) апатитом, рутилом, повсеместно замещенным ильменитом и титаномagnetитом, свободным альбитом, кварцем, биотитом и хлоритом (Рисунок 30 б). Гранат в подобных породах беден

минеральными включениями, которые представлены редкими рутилом, цирконом и амфиболом.

Выбранный в качестве представительного для *Макбальского комплекса*, образец порфиробластового эклогита 16-193 также сложен идиоморфным гранатом и его сростками, помещенными в преимущественно омфацитовый матрикс. Вместе с тем, порфиробластовый гранат здесь существенно менее крупный (главным образом до 150–200 мкм), а клинопироксеновый матрикс тонкозернистый. Среди матрикса встречается глаукофан, реже – фенгит, а породообразующие гранат и омфацит наблюдаются также в виде включений в идиоморфном порфиробластовом эпидоте (Рисунок 30 и). В сравнении с эклогитами описанными в работах [103, 104], исследованный нами образец практически не затронут ретроградной гидратацией с формированием крупного порфиробластового глаукофана и клиноцоизита и резорбцией граната.

Эклогиты *Актюзского комплекса* контрастны по своим структурно–текстурным особенностям эклогитам двух других комплексов (Рисунок 30 а, з) и имеют типичный облик среднетемпературных эклогитов континентального происхождения, к примеру [112, 113]. Эклогит *Ak-81-12* с высокой степенью сохраненности пикового эклогитового парагенезиса содержит субидиоморфный до идиоморфного порфиробластовый гранат размером 350–400 мкм, часто наблюдаемый в сростании с рутилом или с его включениями, и преимущественно омфацитовый матрикс с призматическим, омфацитом размером до 200–300 мкм и – участками – четкой линейной ориентировкой. Последняя также подчеркивается в матриксе нематобластами амфибола (Рисунок 30 з). Гранат содержит минеральные включения эпидота, амфибола и омфацита, часто имеет атоллоидную структуру. В образце ретроградно преобразованного эклогита *Ak-81-7* идиоморфный порфиробластовый гранат имеет более крупный размер (до 500–600 мкм), содержит ту же ассоциацию минеральных включений (эпидот + омфацит + рутил), однако в ряде случаев дополнительно содержит ильменит и магнетит (?). Матрикс данного эклогита сложен преимущественно новообразованным амфиболом и амфибол–плагиоклазовым симплектитовым агрегатом, среди которого встречаются реликты первичного омфацита (Рисунок 30 а), а также содержит крупный апатит аналогично наблюдениям в [101].

8.2 Состав породообразующих и аксессуарных минералов

Гранат исследованных *Атбашинского комплекса* имеет характерную химическую зональность, выраженную в последовательном снижении содержания СаО и FeO от центра к внешним зонам и сопутствующем обогащении MgO, связанным с проградными метаморфическими реакциями при погружении пород (Рисунок 31 д-м; Рисунок 32 а, центр).

В эклогите *At-83-26* ($\text{Alm}_{48-61}\text{Grs}_{21-30}\text{Prp}_{8-26}\text{Sps}_{1-5}$) подобная зональность следует четким кристаллографическим контурам (Рисунок 31 и-м) и, таким образом, указывает на ее исключительно ростовой характер. В ядерных частях порфировластов граната в образце *At-83-13* ($\text{Alm}_{55-63}\text{Grs}_{23-28}\text{Prp}_{6-20}\text{Sps}_{1-6}$) отмечается слабое повышение содержания CaO . В обоих эклогитах наиболее контрастным является распределение MnO , которое подчиняется схеме «ядро–кайма» и обнаруживает слабые флуктуации по завершению роста ядерной части и внешних зон (Рисунок 31 з-м). Последние, согласно [114], могут быть следствием тектонической нестабильности в зонах прогрессирующей субдукции и краткосрочных флуктуаций температуры и давления. Гранат ретроградно преобразованного эклогита *At-83-15* ($\text{Alm}_{60-63}\text{Grs}_{18-26}\text{Prp}_{9-15}\text{Sps}_{1-4}$) характеризуется единообразной прогрессивной зональностью с обеднением MnO и – хоть и слабым – обогащением MgO краевых частей порфировластов; вместе с тем, распределение CaO и FeO единых трендов в пределах образца не обнаруживает.

Клинопироксен в эклогите *At-83-13* относится к омфацитам с содержанием жадеитового минала $X_{Jd} = 0.40\text{--}0.49$ и железистостью $\#Fe$ ($\#Fe = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$) в диапазоне $0.13\text{--}0.24$ при схожих составах клинопироксена матрикса и включений в гранате и имеет низкий вклад Fe^{3+} (Рисунок 32 б, центр). Омфацил эклогита *At-83-26* гораздо более вариативен как по содержанию жадеита ($X_{Jd} = 0.15\text{--}0.35$), так и по железистости ($\#Fe = 0.10\text{--}0.31$) (Рисунок 32 б, центр). Относительно низкое содержание жадеитового компонента связано с более заметным расчетным содержанием эгиринового (акмитового) компонента (Fe^{3+}). Омфацил из включений в гранате и жилах в целом соответствует диапазону состава клинопироксена матрикса. Амфибол в матриксе апоэклогита *At-83-15* имеет состав паргасита, в редких случаях – винчита (Рисунок 32 в). Эпидот в матриксе и порфировластах граната в эклогите *At-83-26* однороден по железистости ($X_{\text{Fe}^{3+}} = 0.19\text{--}0.23$) и несколько более вариативен по составу в пределах упомянутых выше жил ($X_{\text{Fe}^{3+}} = 0.16\text{--}0.26$).

В эклогите *Макбальского комплекса 16-193* гранат ($\text{Alm}_{56-68}\text{Grs}_{18-25}\text{Prp}_{6-12}\text{Sps}_{1-9}$; рис. 3а, правая секция) имеет четкую зональность с ядерными доменами, систематически обогащенными Mn и Ca , но обедненными Mg и Fe относительно внешних зон (Рисунок 31 с-ф).

Омфацил матрикса крайне неоднороден по содержанию жадеита ($X_{Jd} = 0.32\text{--}0.41$), но существенно более неоднороден по железистости ($\#Fe = 0.09\text{--}0.24$) (Рисунок 32 б, правая секция), а также имеет высокий вклад Fe^{3+} (9-16 мол. % акмитового компонента). Редкий амфибол в матриксе по составу соответствует глаукофану. Пойкиллобластовый клиноцоизит однороден по железистости ($X_{\text{Fe}^{3+}} = 0.14\text{--}0.16$). Фенгит характеризуется высоким Si (3.44 ф.е.).

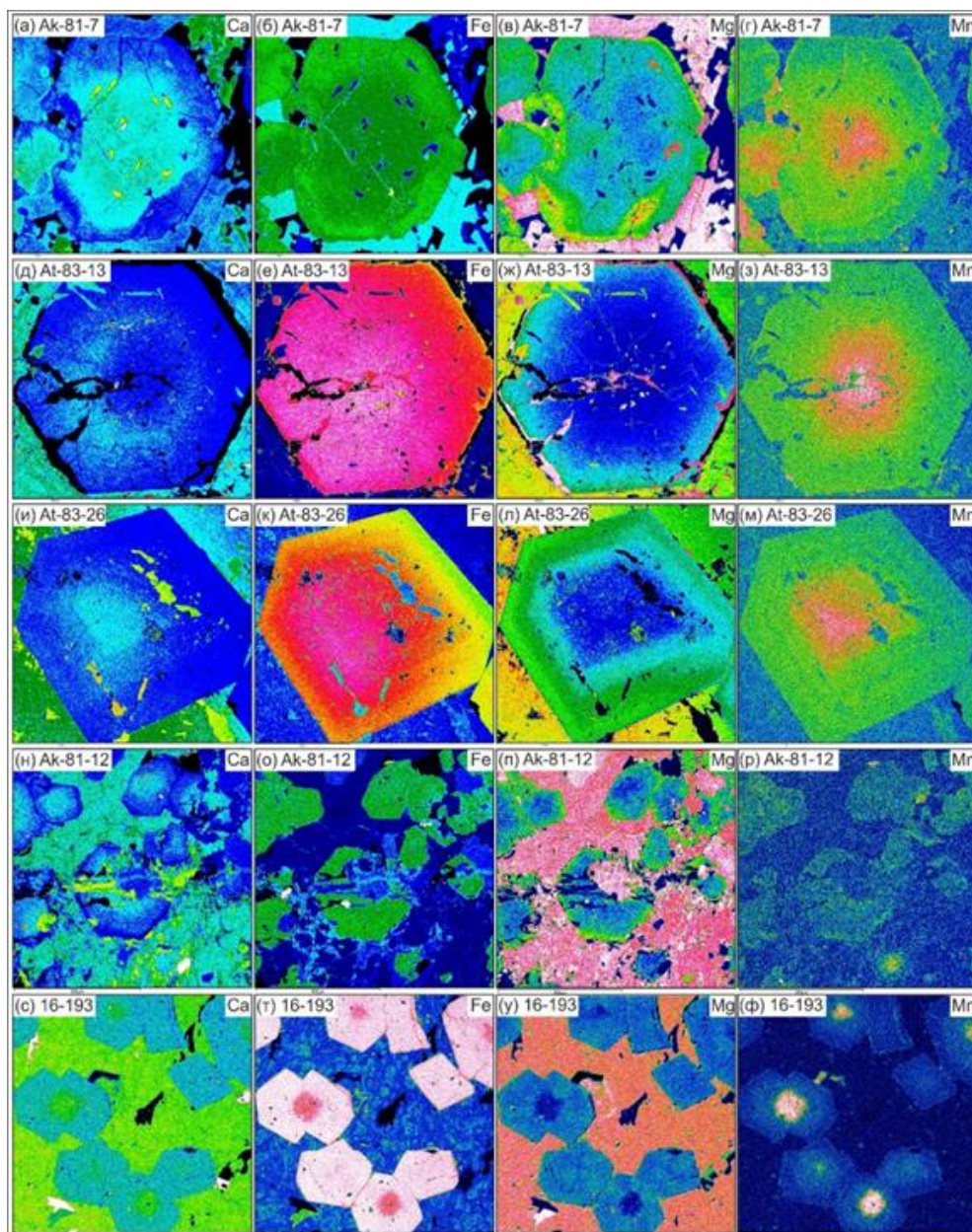


Рисунок 31 – Распределение основных катионов (Ca, Mg, Fe, Mn) в гранате детально изученных эклогитов трех комплексов (результаты ЭДС-картирования)

В эклогитах *Актюзского комплекса* гранат имеет зональность, в различной степени обусловленную последовательным ростом и посткристаллизационными процессами. В эклогите *Ak-81-12* гранат ($\text{Alm}_{56-68}\text{Grs}_{18-25}\text{Prp}_{6-12}\text{Sps}_{1-9}$; Рисунок 32 а, левая секция) имеет значительные по объему ядерные части, обогащенные Mn и Ca и обедненные Mg, с относительно гомогенным распределением Ca-Mg и признаками их диффузионного перераспределения (Рисунок 31 н, п).

Каймы граната имеют пониженное содержание Ca-Mn и повышенное – Mg, тогда как в самых внешних зонах кайм возможно заметное повышение уровня Mn (Рисунок 31 р), а распределение Fe однородно по всему объему зерен.

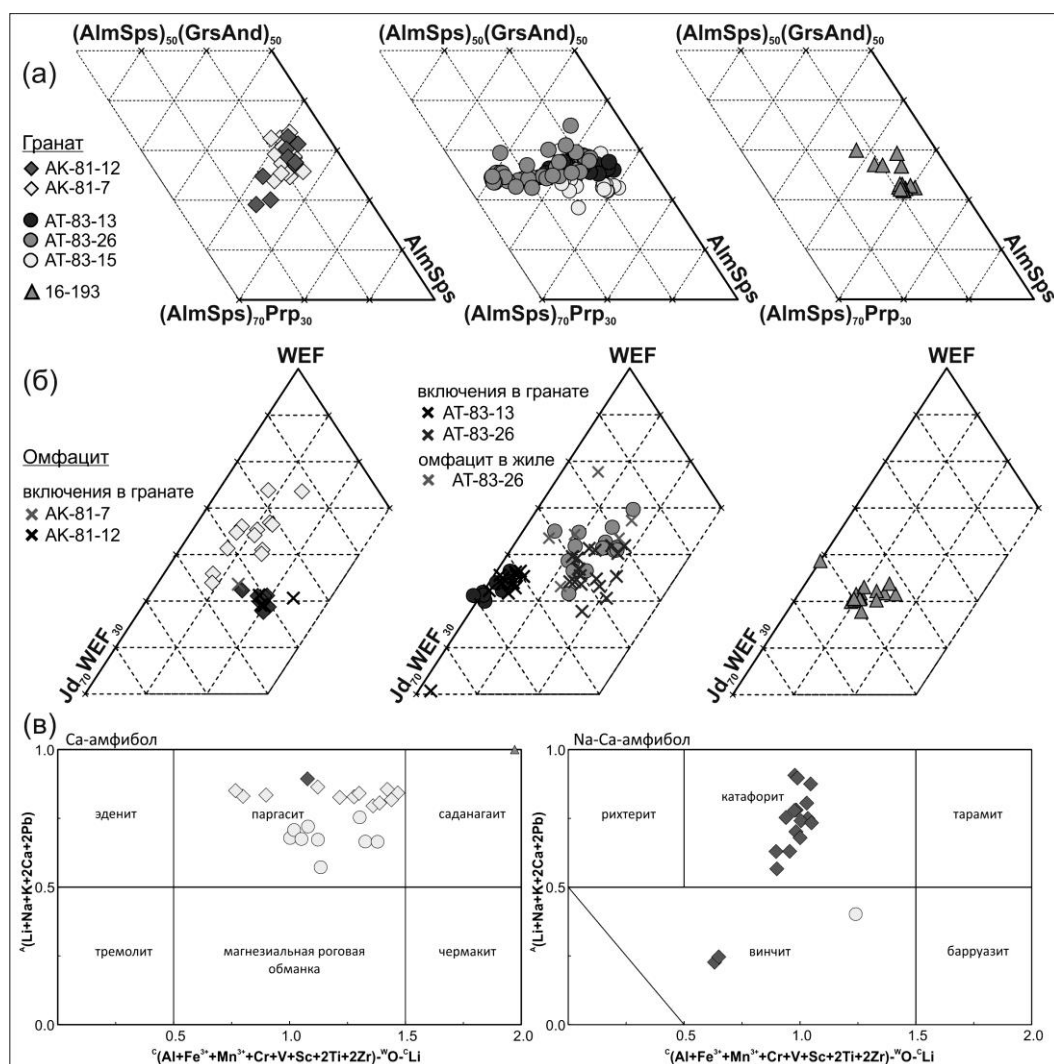


Рисунок 32 – Состав породообразующих граната, клинопироксена и амфибола в изученных эклогитах

В ретроградно преобразованном эклогите *Ak-81-7* схожая зональность граната ($Alm_{56-66}Grs_{23-34}Prp_{5-13}Sps_{1-6}$; рис. 2а-г, 3а, левая секция) имеет явно рекристаллизационный характер и не следует кристаллографическим очертаниям, что наиболее очевидно из распределения Mg–Fe (Рисунок 31 б-в). Омфацит из матрикса эклогита *Ak-81-12* неоднороден по содержанию жадеита ($X_{Jd} = 0.25–0.33$) и железистости ($\#Fe = 0.06–0.26$) (Рисунок 32 б, левая секция). Клиноцоизит из включений гранате эклогита *Ak-81-12* умеренно железистый ($X_{Fe^{3+}} = 0.15$).

8.3 Термобарометрия эклогитов

По данным предыдущих исследований, высокобарическими породами *Макбальского* комплекса зафиксированы максимальные условия погружения до 20–25 кбар и 525–560°C для метабазитов (эклогитов и глаукофанитов), тогда как для изофациальных, в том числе коэситсодержащих ультравысокобарических, метапелитов рассчитаны максимальные параметры метаморфизма в 28–28.5 кбар и 525–560°C (по парагенезису кварц/коэсит +

гранат $\pm$ хлоритоид $\pm$ тальк) [89, 103, 104, 106, 107, 111]. В расчете на 25 кбар минеральная гранат-клинопироксеновая геотермометрия (по составу внешних зон граната) по эклогиту 16-193 дает наиболее вероятные значения равновесной температуры в $447\pm 13^\circ\text{C}$, что соответствует необоснованно низким геотермическим градиентам субдукционного погружения и, в совокупности с общим разбросом полученных значений ($363\text{--}661^\circ\text{C}$ тем же геотермометром) может указывать на отсутствие равновесия между каймами граната и омфацитом матрикса.

Мафические эклогиты *Актюзского комплекса* характеризуются условиями пикового метаморфизма до 16–23 кбар и $550\text{--}670^\circ\text{C}$ для эклогитов [89, 92, 97, 101, 102, 108]. Для слабо измененного эклогита *Ak-81-12* возможные температуры равновесия оцениваются в $498\pm 67^\circ\text{C}$ в расчете на 25 кбар, что также предполагает отсутствие полного равновесия в гранат–омфацитовых парах. Это предположение отчасти подтверждается полученной оценкой температуры по содержанию Zr в рутиле матрикса (данные LA-ICP-MS) – $606\pm 27^\circ\text{C}$ [115] и $578\pm 30^\circ\text{C}$ [116]. Оценки температуры с использованием состава включений омфацита в гранате составляют на $\sim 35\text{--}40^\circ\text{C}$ ниже и указывают на условия прогрессивной эклогитизации.

Для эклогитов *Атбаишинского комплекса* разными исследованиями установлены условия пикового метаморфизма в 18–24 кбар при $520\text{--}600^\circ\text{C}$ [93], 23–25 кбар при $560\text{--}570^\circ\text{C}$ [95], 23–25 кбар при $510\text{--}570^\circ\text{C}$ [100], до 25 кбар при 660°C [97]. Для эклогита *At-83-13* парагенезис кайм граната и включений омфацита в них, а также отдельных зерен омфацита матрикса предполагает равновесие на уровне $637\pm 41^\circ\text{C}$ в расчете на 25 кбар, что соответствует проградным условиям для высокотемпературной разновидности эклогитов по [110]. В силу малого размера зерен для эклогита *At-83-13* двумя указанными выше термометрами для рутила получена только одно референсное значение температуры 521 и 486°C , робастность которой оценить не представляется возможным. Для эклогита *At-83-26* равновесие граната и омфацита включений при $558\pm 28^\circ\text{C}$, тогда как для состава кайм граната и омфацита матрикса расчетные оценки более значительный разброс в силу частичной неравновесности, но в целом выше ($720\pm 65^\circ\text{C}$) и указывают на возможный разогрев после максимального погружения пород. Согласно [110], подобная тенденция в эклогитах *Атбаишинского комплекса* может быть результатом краткосрочной теплогенерации в меланжевом диапире при его подъеме к горячему углу мантийного клина. Вместе с тем, оценки температуры по крупному рутилу матрикса ($578\pm 19^\circ\text{C}$ и $547\pm 20^\circ\text{C}$ двумя термометрами) согласуются больше с его проградным формированием и отсутствием последующего диффузионного переуравновешивания.

8.4 Петрогеохимические особенности и изотопный состав Nd–Sr эклогитов

Исследованные эклогиты имеют значительный диапазон содержаний SiO_2 (42.6–51.2 мас. %). Эклогиты *Атбашинского* и *Макбальского* комплексов имеют систематически более низкое содержание TiO_2 (0.80–1.49%) в сравнении с эклогитами *Актюзского* комплекса (2.22–5.82%), а также менее глиноземистый (11.6–12.9% и 13.0–17.0% Al_2O_3 , соответственно), более магниальный ($\# \text{Fe} = 0.53\text{--}0.68$ и $0.72\text{--}0.82$, соответственно; $\# \text{Fe} = \text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ в вес. %) и более кальциевый состав (12.2–13.3% и 8.05–10.6% CaO , соответственно). Богатые Fe–Ti и высокоглиноземистые составы ранее приводились для эклогитов *Актюзского* комплекса Клемдом и соавторами [102]. Характерной особенностью эклогитов океанического происхождения *Атбашинского* и *Макбальского* комплексов является низкое содержание щелочных катионов (менее 0.2% $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ против 0.57–1.46% в эклогитах *Актюзского* комплекса) и фосфора (менее 0.1% P_2O_5 против 0.3–1.0%). Согласно предшествующим наблюдениям [107], не преобразованные ретроградно эклогиты в пределах *Макбальской антиформы* достаточно редки, однако их амфиболитизированные аналоги в целом сохраняют перечисленные выше характеристики, хотя и демонстрируют несколько более широкие диапазоны содержаний CaO .

Эклогиты *Атбашинского* и *Макбальского* комплексов характеризуются в целом низким уровнем содержаний редких элементов и характером распределения, близким к таковому базитов океанических хребтов – от обедненных (N-MORB) до обогащенных (E-MORB) (Рисунок 33). При этом в спектрах распределения характерен тренд роста содержания легких РЗЭ и Th, а также соотношения легких-средних РЗЭ без сопутствующего увеличения отрицательных аномалий Nb–Ta, Zr и Ti. В частности, наименее проявлены указанные аномалии в эклогитах *At-83-26* и *At-83-17*, наиболее обедненном (схожем по составу образцу из [93]) и обогащенном легкими РЗЭ, соответственно (рис. 4), тогда как в двух других образцах неизмененных эклогитов (*At-83-13* и *16-193*) уровень легких РЗЭ и Th сопровождается хорошо проявленными минимумами высокочarged элементов. В сравнении с эклогитами двух комплексов выше, эклогиты *Актюзского* комплекса имеют однообразно высокое содержание РЗЭ с отрицательным наклоном спектров. Вместе с тем, уровень легких РЗЭ в наиболее обогащенных породах напрямую коррелирует с величиной минимумов Nb–Ta и Zr–Hf.

Эклогиты *Атбашинского* и *Макбальского* комплексов имеют относительно низкие содержания Rb (0.4–2.7 г/т) и Sr (64–75 г/т), а также низкие измеренные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.01–0.05).

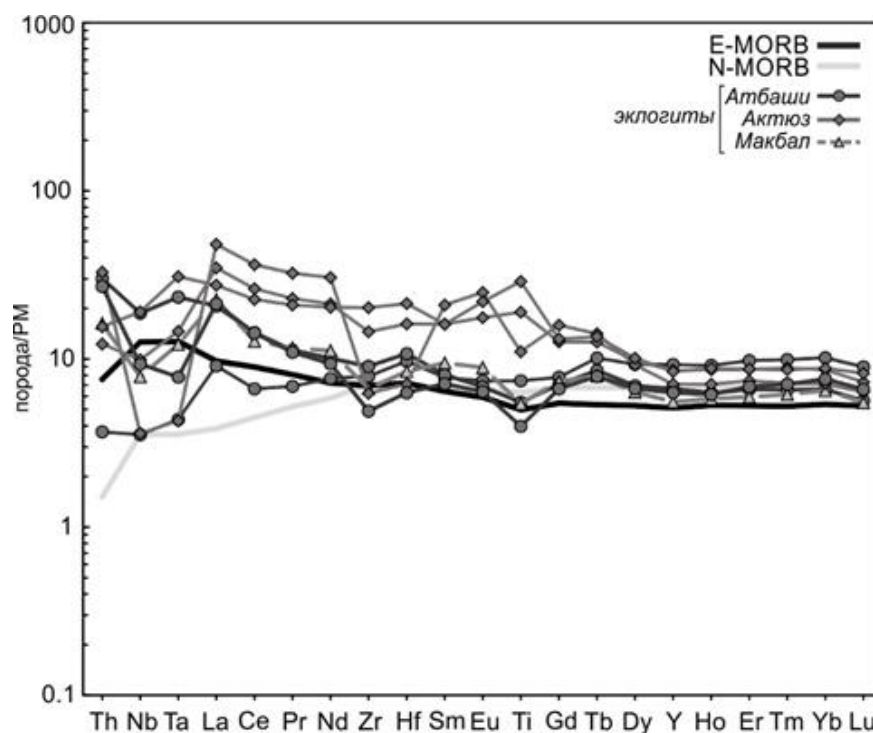


Рисунок 33 – Распределение ключевых несовместимых элементов в валовых пробах эклогитов Киргизского Тянь-Шаня

Исходные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, рассчитанные на предполагаемый возраст эклогитового метаморфизма (320 и 500 млн. лет), составляют 0.70631–0.70924 для пород *Атбашинского комплекса*, а наиболее высокое отношение зафиксировано эклогитов *Макбальского комплекса* (0.71312). Эклогиты *Актюзского комплекса* характеризуются заметно более высокими содержаниями крупноионных элементов, в том числе Rb (7.0–21 г/т) и Sr (165–1368 г/т) при более высоких отношениях $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.04–0.13), однако рассчитанные для них исходные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находятся в схожем диапазоне (0.70609–0.70876).

Эклогиты *Атбашинского* и *Макбальского* комплексов демонстрируют узкий диапазон вариаций по содержанию Nd (11.3–13.4 г/т) и Sm (2.9–3.6 г/т) при $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в пределах (0.14781–0.16712) и наиболее высоком значении в обогащенном гранатом и жильным эпидотом эклогите *At-83-26* (0.19694). Рассчитанные первичные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для эклогитов близки к хондритовым, от слабо отрицательных до слабо положительных ($-2.5 \div +0.2$), за исключением того же эклогита *At-83-26*, для которого характерен сильно деплетированный изотопный состав Nd (+7.9). Величины модельных возрастов главным образом мезопротерозойские (1454–1035 млн. лет), при раннепалеозойском значении T_{DM} (447 млн. лет), полученном только для эклогита *At-83-26*. В свою очередь для эклогитов *Актюзского комплекса* свойственны более вариативные и высокие содержания Nd (21.6–37.2 г/т) и Sm (5.3–8.2 г/т) при низких $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.13481–0.15389), а также крайне вариативных рассчитанных величинах $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-9.7 \div +2.4$) и T_{DM} (2026–1035 млн. лет).

8.5 Причины изотопно-геохимических вариаций в эклогитсодержащей литосфере

Согласно существующим моделям геодинамической эволюции формирование раннепалеозойского *Макбальского комплекса* связывается с последовательным закрытием Терской и субдукцией окраины Иссыккульского микроконтинента [86-90]. Таким образом, формирование высокобарической ассоциации пород представляется здесь в пределах единой окраинно-континентальной структуры. В пользу данной модели свидетельствует ассоциация эклогитов и их ретроградно преобразованных аналогов с предполагаемым возрастом протолита ~1450 млн. лет и изофациальных метаосадочных пород с неопротерозойским возрастом седиментации осадков и возрастом детритовых цирконов в диапазоне 1850–800 млн. лет [106], а также относительно единообразные оценки условий метаморфизма высокобарических пород [89, 103, 104, 106, 107, 111]. Подтверждением этом служит оценка модельного возраста проанализированного нами эклогита (1563 млн. лет), свидетельствующая о ювенильной природе родоначального магматизма. В таком случае крайне радиогенный состав Sr эклогита указывает на значительную степень изотопного обмена metabазитов и ассоциирующих с ними метапелитов в процессе прогрессивной дегидратации последних в субдукционном канале. Редкоэлементные и петрохимические характеристики metabазитов *Макбальского комплекса* (в частности, содержание Ti, Zr, Cr и отношения FeO/MgO соответствуют толеитам типа MORB [107], но, вместе с тем характеризуются минимумами по высокочarged элементам. Несмотря на то, что вещественные характеристики эклогитов здесь отчасти схожи с таковыми слабо обогащенных островодужных базитов, неметаморфизованные базиты с надсубдукционными характеристиками в пределах региона имеют раннекембрийский возраст (~520 млн. лет) [88], практически синхронны в образовании с высокобарическим метаморфизмом и интерпретируются в качестве обдуцированных реликтов океанической литосферы между Иссыккульским микроконтинентом и островной дугой. Ограниченный вклад коровой контаминации в изотопию Nd и более значительный для Sr все еще мог быть.

Формирование *Актюзского комплекса* связывается в геодинамических моделях с закрытием Джалаир-Найманского бассейна с океанической корой и последующей коллизией окраины Чуйско-Кендыктасского микроконтинента с окраиной Жельтавского микроконтинента или Сулусайской островной дугой [89, 91, 92]. Эволюция Джалаир-Найманской офиолитовой зоны зафиксирована в присутствии ювенильных раннекембрийских надсубдукционных комплексов и офиолитов с N-MORB и E-MORB геохимической специализацией. Вместе с тем, эклогиты комплекса имеют исключительно обогащенные геохимические характеристики (близкие по уровню содержания редких

элементов к E-MORB и выше таковых), а также демонстрируют значительные (в сравнении с *Макбальским комплексом*) вариации изотопного состава Nd и Sr. В совокупности с умеренно положительными значениями $\epsilon_{Nd}(530)$ в диапазоне $+3.2 \div +3.5$, полученными Клемдом с соавторами [102] также по единичным образцам, полученные нами данные по изотопному составу Nd ($\epsilon_{Nd}(t) -9.7 \div +2.4$), а также заметному вкладу радиогенного компонента Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ находятся в схожем диапазоне (0.70609–0.70876) указывают на (1) предпочтительный умеренно обогащенный источник неопротерозойских (?) базитов континентальной окраины и (2) заметный вклад внутрикоровой контаминации в дифференциальное изотопное (модельный возраст экологитов в диапазоне 2026–1035 млн. лет) и элементное (от уровня E-MORB и выше с хорошо проявленными аномалиями высокочarged элементов) обогащение протолита экологитов. Следовательно, обогащенный мантийный источник, ответственный за формирование базитов Джалаир-Найманской зоны, мог быть долгоживущим. Коровая контаминация пород в свою очередь указывает на значительную мощность субдуцируемой литосферы континентальной окраины. Стоит отметить, что субдукционно-аккреционные комплексы с подобными ассоциациями пород, описанной геохимической спецификой и умеренно деплетированным изотопным составом Nd распространены в других частях Центрально-Азиатского орогена [112, 117], а их образование связывается авторами с рифтогенезом, формированием пассивных окраин и ограниченных океанических бассейнов и их последующим закрытием.

Исходя из существующих термобарометрических и изотопно-геохимических данных, прежде всего [93, 95, 100, 110], меланж Атбашинского хребта вмещает породы, контрастные не только по условиям (максимальным глубинам) погружения, но и по геохимической специфике базитов, что свойственно для аккреционных меланжей, связанных с субдукцией океанической литосферы. Преимущественно низкотемпературная природа экологитов комплекса по данным геотермобарометрии согласуется с океаническим типом субдукции, а единичные наблюдения высокотемпературных пород, хоть и требуют более экзотических сценариев субдукции-экзгумации [110], укладываются в существующие модели эволюции субдукционных меланжей. В своей попытке объяснить описанные петро- и геохимические характеристики метабазитов, Симонов с соавторами [100] указывают на возможное влияние плюмового источника при формировании в различной степени обогащенных Nb внутриокеанических базитов Атбашинского хребта с контрастной степенью обогащения легкими РЗЭ (от типичных N-MORB до T-MORB с плоскими спектрами РЗЭ) и без заметной аномалии Eu. Полученные нами данные, включая контрастные редкоэлементные характеристики метабазитов толеитового состава, а также – для части из них – умеренно отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-2.5 \div -1.5$ и мезопротерозойский модельный возраст в

диапазоне 1454–1420 млн. лет), а также единичные находки эцлогитов с умеренно-положительными (+3.7) [92] и высокими положительными $\varepsilon_{Nd}(t)$ (+7.9) подтверждают существование в пределах меланжа пород, геохимически обогащенных в различной степени. В качестве альтернативного объяснения этих наблюдений, Лоури и соавторами [95] связывают формирование протолита эцлогитов Атбашинского комплекса непосредственно с континентальной субдукцией окраины одного из микроконтинента Казахстанской группы. Однако, в отличие от пород других высокобарических комплексов с преимущественно метаосадочным меланжем, (к примеру, вышеописанного *Макбальского комплекса*), для *Атбашинского комплекса* отсутствуют свидетельства изофациальных им метаосадков, являющихся потенциальным источником некогерентных элементов в процессе прогрессивного метаморфизма (включая «коровые» Nd-Sr), ровно как отсутствуют и явные признаки коровой контаминации протолита метабазитов. Таким образом, наиболее вероятным на данном этапе предполагается сценарий с формированием меланжа за счет субстрата исходно гетерогенной неопротерозой (?) – раннекембрийской океанической литосферы или с вовлечением в субдукционно-аккреционные процессы маломощной континентальной окраины.

ВЫВОДЫ

1. Изотопно-геохимические характеристики эцлогитов *Актюзского комплекса* контролировались процессами ассимиляции и внутрикоровой контаминации исходно геохимически обогащенных (близких к E-MORB) базитовых расплавов в пределах относительно мощной раннедокембрийской литосферы окраины Чуйско-Кендыктасского микроконтинента. Их принадлежность к континентальной окраине подтверждается относительно «теплыми» условиями субдукционного погружения и эксгумации в пределах тектонического меланжа.
2. Для эцлогитов *Макбальского комплекса* умеренно геохимически обогащенный мезопротерозойский протолит в ассоциации с метаосадочными породами формировался в схожих условиях окраины микроконтинента, однако не испытал сколь-либо существенной коровой контаминации в силу малой мощности литосферы.
3. Генерация пород протолита позднепалеозойских эцлогитов *Атбашинского комплекса* происходила при последовательном вовлечении в субдукционно-аккреционные процессы гетерогенной океанической литосферы. Изотопно-геохимические особенности эцлогитов комплекса напрямую отражают характеристики (от геохимически обедненных и с радиогенным составом Nd до геохимически умеренно обогащенных с вкладом радиогенного Sr) родоначальных базитов океанического происхождения.

Раздел 9 Условия происхождения щелочных магм и ассоциирующих мегакристаллов темноцветных минералов в субконтинентальной мантии Северной Монголии

Мегакристаллы обнаружены в связи с проявлениями кайнозойского вулканизма во внутриконтинентальных областях, к примеру, в Монголии [118-122].

Главными задачами при изучении мегакристаллов и связанных с ними щелочно-базальтовых магм являются установление их природы, особенностей состава и условий происхождения. В 2024 году определены условия происхождения мегакристаллов пироксенов и гранатов, а также щелочно-базальтовых магм транспортирующих мегакристаллы к поверхности на примере Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии, рассмотрены кристаллохимические особенности и редкоэлементный состав мегакристаллов, признаки и результаты их преобразования под воздействием базальтовых магм.

Тэсийнгольский вулканический ареал состоит из фрагментов лавового плато, наиболее крупный из которых находится в междуречье рек Тэсийн-гол, Агарын-гол, Маанотын-гол, Шар хундийн-гол, Буриа-гол. Размеры ареала составляют 15x30 км. Главными объектами исследований определены позднекайнозойские вулканические центры Угуумур и Бодь-уул Тэсийнгольского ареала [123].

Породы вулкана Угуумур представлены лавами и туфобрекчиями трахиандезибазальтов и реже трахиандезитов. В них и во взрывных отложениях вулкана обнаружены ксеногенные перидотитовые и пироксенитовые включения, а также большое количество мегакристаллов санидинов (Kfs) (~65-75 об.%), клинопироксенов (Cpx) (~ 10-15 об.%), ильменитов (Ilm) (3-4 об.%), и гранатов (Grt) (< 1 об.%). [123, 124]. Кроме того, среди пирокластических отложений обнаружены крайне редкие мегакристаллы флогопита и амфибола, подвергнутые значительному преобразованию. В магматических брекчиях отмечено наличие мегакристаллов апатита.

Вулкан Бодь-уул находится примерно в ~3 км к северо-востоку от озера Тунэмэн-нуур. Вулкан существенно разрушен с обнажением в его центре ряда субвулканических тел и фрагментов лавовых потоков на периферии. В отличие от вулкана Угуумур породы вулканического центра Бодь-уул представлены базанитами и фонотефритами, которые не содержат ксеногенный материал. В породах как вулкана Угуумур, так и вулкана Бодь-уул отмечено значительное развитие карбонатов.

Возраст формирования вулканических комплексов пород Тэсийнгольского ареала был установлен ранее как средне-позднемиоценовый (13.25-8.13 млн. лет) [125, 126]. Нашими

исследованиями [124] установлено, что вулканический центр Бодь-уул был образован во второй половине раннего миоцена (16.99 ± 0.45 млн. лет), а вулканический центр Угуумур сформировался во второй половине среднего миоцена (12.53 ± 0.23 млн. лет). Вулкан Бодь-уул соотносится с ранним этапом вулканического развития ареала, а вулкан Угуумур, как и другие фрагменты вулканических плато ареала, с поздним или заключительным этапом.

Мегакристаллы клинопироксена вулкана Угуумур представлены преимущественно их фрагментами и редко сохраняют первичные кристаллографические формы (Рисунок 34). Зоны дезинтеграции пироксенов выполнены материалом бурого и буровато-желтого цвета, который соотносится с участками плавления мегакристаллов с формированием «пироксенового» стекла. Исследованные мегакристаллы пироксенов принадлежат Са-На типу и близки по составам к омфацитам (Рисунок 35, Таблица 7).

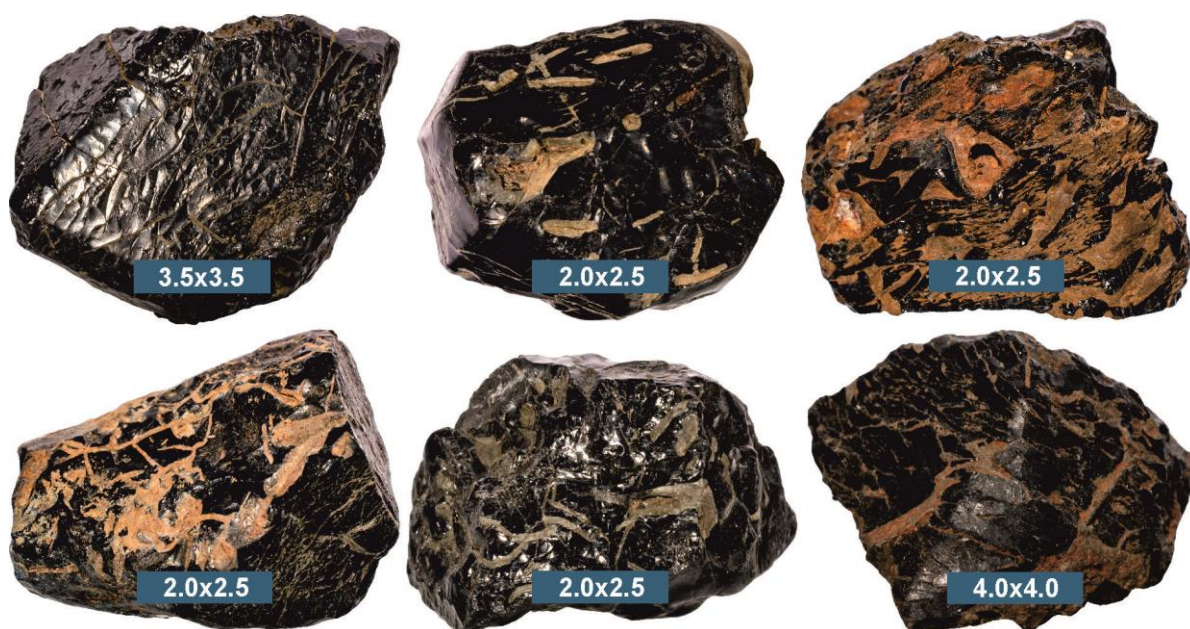


Рисунок 34 – Морфология и размеры (см) фрагментов мегакристаллов пироксена

Концентрации Na_2O в пироксенах изменяются в пределах ~ 2.6 - 3.4 вес.%. В отличие от идеальной формулы омфацита ($\text{Di}_{68}\text{Jd}_{32}\text{Ae}_0$), мегакристаллы пироксена по данным RFA и EDS анализа обладают несколько пониженными величинами жадеитового минала (Jd) и более высокими значениями эгиринового минала (Ae) ($\text{Di}_{71-72}\text{Jd}_{16-19}\text{Ae}_{9-12}$). Особенности состава мегакристаллов пироксена вулкана Угуумур, в сравнении с омфацитом, заключаются в высоких концентрациях FeO и более низких SiO_2 и MgO, что отражается в их пониженной магнезиальности ($\text{Mg\#}$ 0.86 в омфаците против 0.36-0.44 в изученных мегакристаллах) (Таблица 7).

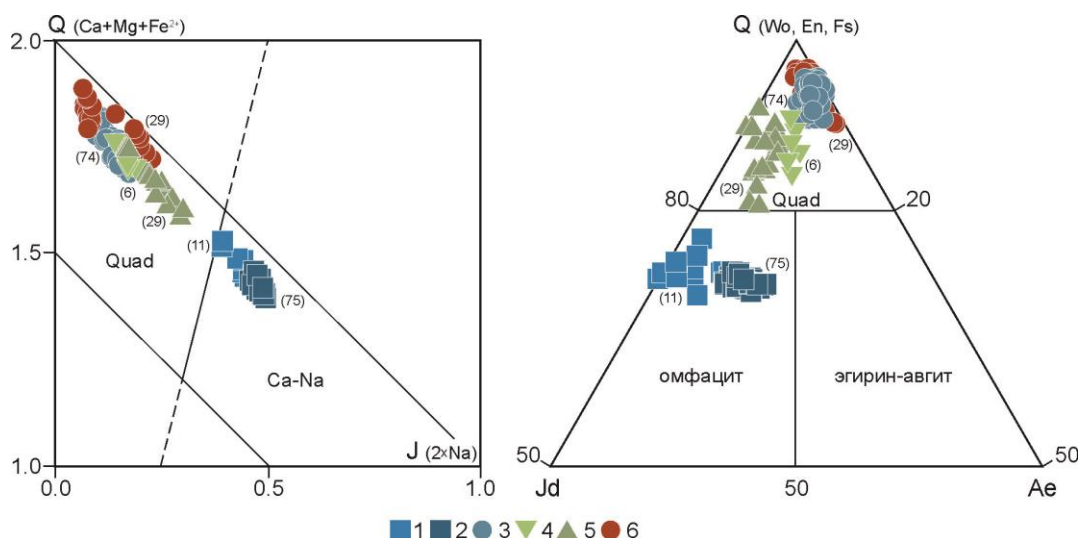


Рисунок 35 – Классификационные диаграммы J-Q и Jd-Ae-Q для пироксенов из пород Тэсийнгольского ареала

Диаграммы приведены по [127]. В скобках – количество анализов пироксенов. Точки составов Срх: 1 – мегакристаллы по данным RFA (валовый состав), 2 – мегакристаллы по данным EDS, 3 – пироксены в зонах плавления и кристаллизации расплава из мегакристаллов Срх (EDS), 4 – гранатовых пироксенитов, 5 – шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов, 6 – микролитов из базальтоидов вулканов Угуумур и Бодь-уул.

Пироксены из лав и вулканических брекчий вулканов Угуумур и Бодь-уул представлены редкими вкрапленниками, а также субфенокристаллами и микролитами, которые находятся в сростании с Ol, TiMgt, Pl и Kfs и отвечают по составу авгитам и реже салитам в диапазоне составов $Wo_{42-48}En_{35-45}Fs_{9-20}$. Они, в отличие от мегакристаллов, обладают значимыми содержаниями Cr_2O_3 (до 0.12-0.79 вес.%) и (Рисунок 36, Таблица 7).

Кальциевые пироксены из мелко- и среднезернистых Grt-Sp перидотитовых включений находятся в сростании с Ol, Sp, Орх и реже с Grt. Их составы, в отличие от Са-пироксенов вулканических пород и мегакристаллов, отличаются повышенной магнезиальностью ($Mg\#$ 0.90-0.92), более высоким уровнем концентраций Cr_2O_3 (0.54-1.39 вес.%) и отвечают по составам Сг-диопсидам ($Wo_{45-49}En_{47-50}Fs_{4-6}$) (Таблица 7). В среднезернистых включениях пироксенитов Са-пироксены представлены диопсидами ($Wo_{47-50}En_{41-44}Fs_{8-9}$) и находятся в ассоциации со шпинелью, Fe-Mg пироксеном, плагиоклазом, гранатом, рутилом, ильменитом и амфиболом. Они являются бесхромистыми и отличаются низкой магнезиальностью ($Mg\#$ 0.20-0.22) (Таблица 7).

Ассоциирующие с мегакристаллами пироксенов мегакристаллы гранатов отличаются темно-красными и красновато-черными оттенками и нередко имеют тонкие келифитовые прожилки и каймы (Рисунок 37).

Таблица 7 – Средние составы пироксенов и гранатов (вес. %) из пород Тэсийнгольского ареала

Минералы	Cpx ^M	Grt ^M	Cpx ^P	Grt ^P	Grt ^X	Cpx ^{Px}	Cpx ^U	Cpx ^B
п*	75	17	29	28	2	6	22	7
SiO ₂	49.27	36.79	51.43	41.02	42.06	50.35	49.75	51.45
TiO ₂	1.22	0.46	0.39	0.22	0.24	0.89	1.50	1.31
Al ₂ O ₃	7.30	20.50	5.45	23.03	22.00	6.03	3.35	2.11
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.98	0.71	2.09	н.о.	0.38	0.15
Fe ₂ O ₃	3.18	3.13	1.21	0.83	0.83	1.65	1.69	2.53
FeO	14.32	26.81	1.57	7.47	6.38	3.59	6.55	5.37
MnO	0.14	0.58	0.04	0.37	0.18	0.00	0.14	0.17
MgO	6.46	4.27	15.32	19.75	20.62	13.59	14.52	13.66
CaO	14.84	7.06	20.31	4.81	5.62	21.52	20.16	20.85
Na ₂ O	3.24	0.08	1.48	н.о.	н.о.	1.21	0.52	1.33
Сумма	99.98	99.67	98.18	98.20	100.00	98.83	98.56	98.93
Mg#	0.40	0.20	0.91	0.81	0.84	0.21	0.75	0.76
Миналы (%)	71.67 ^{Di}	60.88 ^{Alm}	46.47 ^{Wo}	15.19 ^{Alm}	12.61 ^{Alm}	48.49 ^{Wo}	43.11 ^{Wo}	45.42 ^{Wo}
	19.54 ^{Jd}	17.27 ^{Prp}	48.74 ^{En}	71.54 ^{Prp}	72.79 ^{Prp}	42.58 ^{En}	43.18 ^{En}	41.42 ^{En}
	8.79 ^{Ae}	18.46 ^{Grs}	4.79 ^{Fs}	11.93 ^{Grs}	13.01 ^{Grs}	8.93 ^{Fs}	13.71 ^{Fs}	13.16 ^{Fs}

Примечание. Мегакристаллы Cpx^M –пироксена и Grt^M – граната; Cpx^P – пироксены и Grt^P – гранаты из включений перидотитов; Grt^X – ксенокристаллы гранатов из лав; Cpx^{Px} – пироксены из включений пироксенитов; Cpx^U – пироксены из лав вулкана Угуумур, Cpx^B – пироксены из лав вулкана Бодь-уул. Миналы пироксена (конечные члены изоморфных рядов составов): Di = (Wo+En+Fs), Jd – жадеит, Ae – эгирин, Wo – волластанит, En – энстатит, Fs – ферросилит. Миналы граната: Alm – альмандин, Prp – пироп, Grs – гроссуляр. Дополнительные миналы: мегакристаллы граната – Sps – спессартин (1.32%), Uv – уваровит (1.80%), Ca-Ti – шорломит (0.26%); перидотитовые гранаты – Sps – спессартин (0.75%), Uv – уваровит (0.24%), Adr – андрадит (0.28%), Ca-Ti – шорломит (0.07%); ксенокристаллы гранатов – Sps – спессартин (0.34%), Uv – уваровит (0.83%), Adr – андрадит (0.32%), Ca-Ti – шорломит (0.09%);. п* - количество анализов для подсчета среднего. Mg#=Mg/(Fe+Mg) мол.% - коэффициент магнезиальности. Fe₂O₃/FeO – рассчитано по стехиометрии минералов. н.о. – не обнаружено.

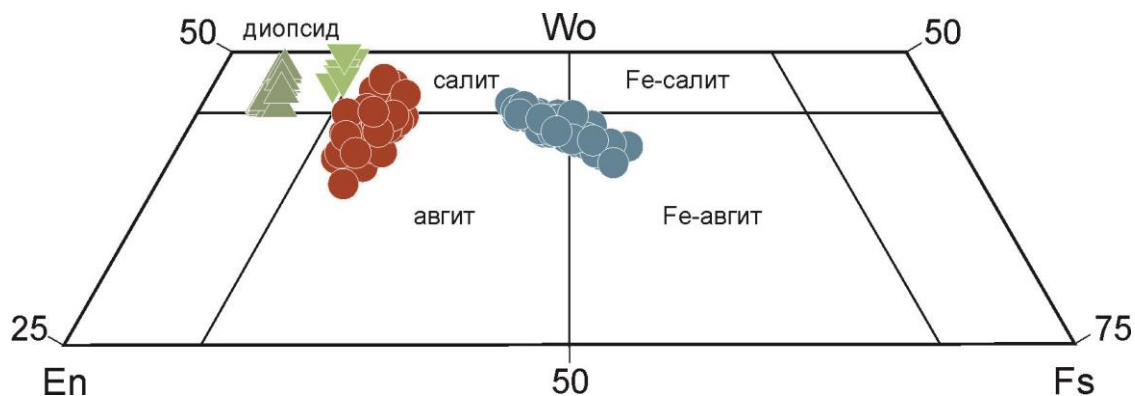


Рисунок 36 – Классификационные диаграммы Wo-En-Fs для пироксенов из пород Тэсийнгольского ареала

Диаграммы приведены по [127]. Обозначения точек составов см. на Рисунке 35.

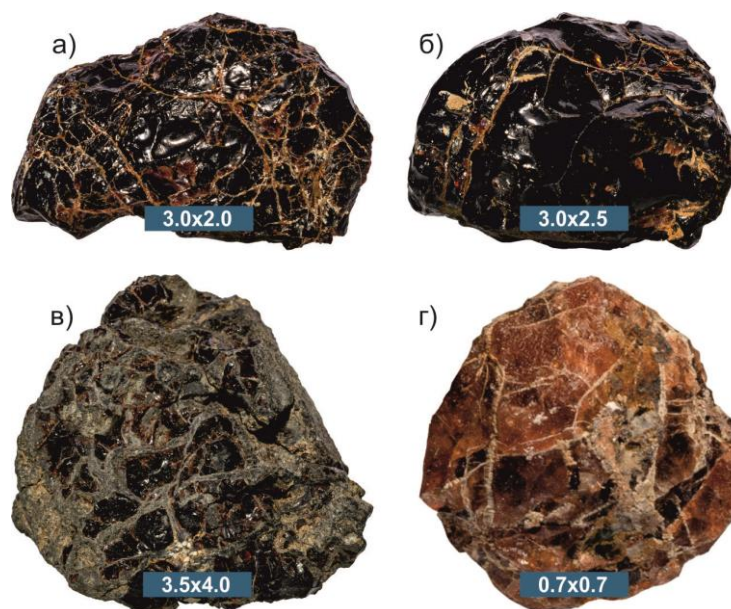


Рисунок 37 - Морфология и размеры (см) фрагментов мегакристаллов граната (а-в) и ксенокристалла перидотитового граната (г)

Мегакристаллы граната не обладают выраженными кристаллографическими формами и являются низкомагнезиальными ($Mg\#$ 0.18-0.23). Они отвечают по составам бесхромистым альмандин-гроссуляр-пироповым гранатам $Alm_{58-66} Grs_{17-20} Pyr_{14-19}$ (Таблица 7). Согласно классификации по [128] мегакристаллы гранатов принадлежат эклогитовому парагенезису (Рисунок 38). В зонах перекристаллизации мегакристаллов гранатов содержатся новообразованные и неупорядоченные бесхромистые низко-Са гранаты, Al-Fe-Mg шпинель, TiMgt и Pl анортитового состава.

Гранаты из включений Grt-Sp-содержащих перидотитов в отличие от мегакристаллов отличаются повышенными содержаниями Cr_2O_3 (0.31-1.20 вес.%) и высокой магнезиальностью ($Mg\#$ 0.79-0.82). Составы гранатов пироп-альмандин-гроссуляровые ($Pyr_{70-76} Alm_{10-17} Grs_{11-13}$) (Таблица 7). В лавах вулкана Угуумур обнаружены редкие ксенокристаллы гранатов размером до 2 мм с реакционными каймами шириной до 500 мкм, сложенными новообразованными Sp, Pl и TiMgt. Они, в сравнении с гранатами из исследованных включений среднезернистых перидотитов, являются наиболее магнезиальными ($Mg\#$ 0.84), высокохромистыми (Cr_2O_3 1.96-2.44 вес.%) и имеют пироп-альмандин-гроссуляровые составы ($Pyr_{72-73} Alm_{12-13} Grs_{12-13}$) (Таблица 7).

Зоны плавления мегакристаллов пироксенов, образованные под воздействием высокотемпературных базальтоидных расплавов вулкана Угуумур, имеют различные формы. Это прожилки, линзовидные или изометричные выделения раскристаллизованного «пироксенового» расплава, состоящие из чередования тонких выделений стекла и участков скопления новообразованных пироксенов и магнетитов (Рисунок 39, Таблица 8).

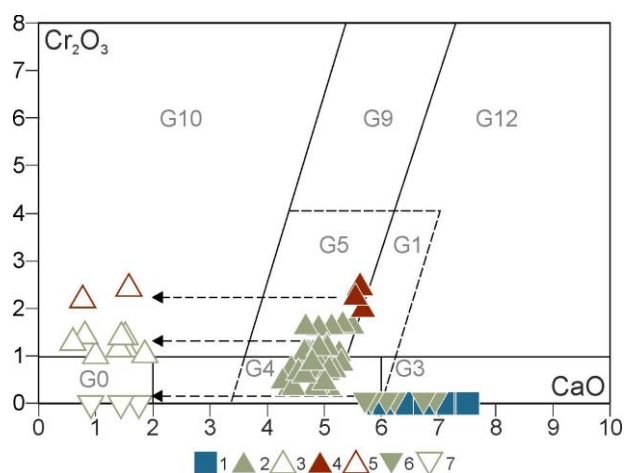


Рисунок 38 – Составы мегакристаллов гранатов и гранатов из мантийных включений вулкана Угуумур на диаграмме по [128]

Точки составов: 1 – мегакристаллы альмандин-гроссулярового граната (n=25), 2 – пироповые гранаты из включений перидотитов (n=48), 3 – пироповые гранаты реакционных зон из включений перидотитов, 4 – ксенокристаллы пироповых гранатов (n=3), 5 – пироповые гранаты реакционных зон ксенокристаллов из лав, 6 – пироп-альмандиновые гранаты из включений Grt-содержащих пироксенитов (n=6), 7 – пироповые гранаты из реакционных зон гранатов Grt-содержащих пироксенитов. Гранаты 3, 5, 7 – не обладают стехиометрией. Поля составов приведены по [128]. n – количество анализов.

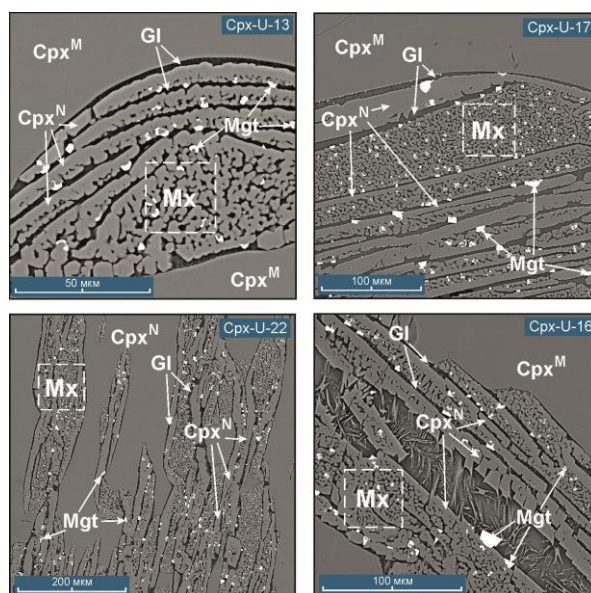


Рисунок 39 – Зоны преобразования мегакристаллов пироксенов вулкана Угуумур

Обозначения на рисунке: Cpx^M – зоны мегакристаллов пироксена, не подвергнутые плавлению; Mx – участки микрокристаллических агрегатов; новообразованные кристаллические фазы: Cpx^N – Ca-пироксен, Mgt – магнетит; Gl – линзы и прожилки остаточного «пироксенового» расплава. Изображения в BSE.

Таблица 8 – Средние составы (вес. %) минеральных фаз и стекла в зонах преобразования мегакристаллов пироксена Тэсийнгольского ареала

Минерал	Срх ^М	Срх ^Н	Mgt	Gl
n*	22	19	14	23
SiO ₂	49.25	49.27	1.20	55.39
TiO ₂	1.17	0.75	11.81	0.83
Al ₂ O ₃	7.09	2.59	3.61	17.11
Fe ₂ O ₃	3.30	3.18	38.41	
FeO	14.51	13.30	42.02	12.61
MnO	0.13	0.15	0.20	0.06
MgO	6.43	9.74	0.54	0.24
CaO	14.73	20.11	0.64	3.12
Na ₂ O	3.23	0.65	н.о.	6.07
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	0.49
V ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.08	н.о.
Сумма	99.84	99.75	98.50	95.91
Mg#	0.40	0.52		
Миналы	71.60 ^{Di} 19.21 ^{Jd} 9.19 ^{Ae}	43.34 ^{Wo} 29.20 ^{En} 27.46 ^{Fs}	57.53 ^{Mgt} 34.26 ^{Uspl} 4.51 ^{Hc} 3.06 ^{Sp} 0.64 ^{Glx}	

Примечание. Срх^М – мегакристаллы пироксена не подвергнутые плавлению (см. Рисунок 39), Срх^Н – новообразованные Са-пироксены, Mgt – магнетит, Gl – стекло (остаточный «пироксеновый» расплав). Mgt – магнетит. Uspl – ульвошпинель. Hc – герценит. Sp – шпинель. Glx – галаксит. n* – количество анализов. н.о. – не обнаружено. Другие обозначения см. в Таблице 7.

Отдельные участки в зонах плавления представляют собой микрокристаллические агрегаты Px+Mgt+Gl (Mx на Рисунке 39). Стекло, как остаточный «пироксеновый» расплав, имеет высоконатровый состав с содержаниями Na₂O в диапазоне от 3.4 до 8.9 вес.%, а также повышенные содержания SiO₂ и Al₂O₃ (до 61 и 21 вес.%, соответственно). Пироксены из зон раскристаллизации, также как и пироксены из базальтоидных лав, представлены авгитами (Na₂O 0.51–0.84 вес.%, Wo₄₁₋₄₅En₂₇₋₃₁Fs₂₅₋₃₀), но отличаются от них более высокой железистостью с переходом к ферро-авгитовым составам (Рисунок 36, Таблица 8). Магнетиты зон раскристаллизации в сравнении с магнетитами из вулканических пород вулкана Угуумур характеризуются умеренной титанистостью (TiO₂ 9.2–14.2 и 17–30 вес.%, соответственно) и низкими содержаниями MgO (0.43–1.28, против 0.96–3.66).

Данные по редкоземельному составу 30 изученных мегакристаллов пироксенов получены различными методами – ICP-MS [123] и LA-ICP-MS (новые данные). Показано,

что все мегакристаллы пироксенов обладают близким между собой характером распределения редких элементов, но отличаются по составу от пироксенов из эклогитов и перидотитов, как потенциальных источников вещества (Рисунок 40; Приложение Б, Таблица Б.2). Составы валовых проб мегакристаллов пироксенов, в сравнении с результатами LA-ICP-MS анализа, имеют несколько более высокие концентрации высокозарядных элементов (Nb, Ta), Cu, Sn, HREE (Tm, Yb, Lu) и Y, а также относительно пониженные содержания Zn и Ga.

Мегакристаллы пироксенов, в сравнении с составами омфацитов из эклогитов различных районов Мира, демонстрируют их обогащение многими редкими элементами, прежде всего высокозарядными (Nb, Ta, Hf), лантаноидами и Y (Рисунок 40). Следует отметить, что в ряду составов омфацитов, включая исследуемые здесь мегакристаллы Ca-Na пироксенов, в направлении снижения содержаний в них Na_2O наблюдается увеличение концентраций ряда редких элементов, в частности REE с возрастанием степени их фракционирования – La/Yb от 0.5 до 10.5 для омфацитов из эклогитов, и от 13 до 27 для мегакристаллов пироксенов.

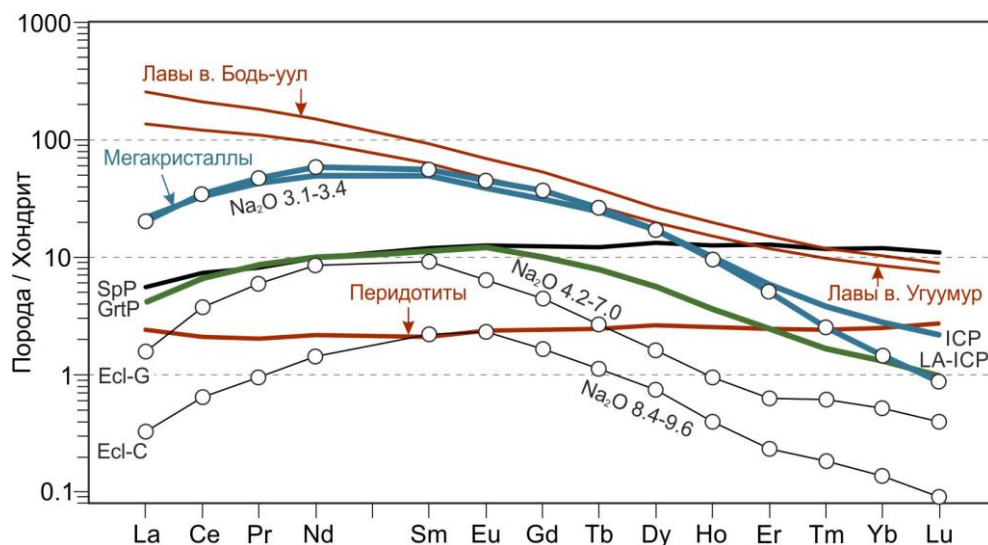


Рисунок 40 – Распределение РЗЭ в мегакристаллах пироксенов Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала

Условные обозначения: Мегакристаллы – средние составы мегакристаллов пироксенов вулкана Угуумур по данным ICP-MS (11) [123] и LA-ICP-MS анализа (33); Ecl-G (7) – омфациты из эклогитов Рудных гор, Германия [129]; Ecl-C (4) – омфациты из эклогитов метаморфического пояса Сулу, Китай [130]; SpP (60) – Сrx из включений шпинелевых перидотитов вулкана Шаварын-Царам, Монголия [131]; GrtP (2) – Сrx из включения гранатового перидотита в лавах вулкана Того, Хангайское нагорье, Монголия [132]. Составы лав вулканов Угуумур (7) и Бодь-уул (12) Северной Монголии по [123]. Составы включений перидотитов (18) вулкана Шаварын-Царам, Монголия [131]. Содержания РЗЭ нормированы на хондрит по [133]. В скобках указано количество анализов для подсчета среднего. Содержания Na_2O приведены в вес. %.

Редкоэлементный состав гранатов исследован на примере 6-ти мегакристаллов методом ICP-MS [123], а также для 4-х мегакристаллов и 7-ми отдельных зерен ксенокристаллов из разрушенных перидотитовых включений методом LA-ICP-MS (новые данные). Составы валовых проб мегакристаллов гранатов отличаются от локальных анализов фрагментов мегакристаллов (LA-ICP-MS) заметно более высокими концентрациями LREE (La, Ce, Pr, Nd), HFSE (Zr, Nb, Hf), Sr и Cu [123] (Рисунок 41). Так же, как и для валовых проб мегакристаллов пироксенов, редкоэлементные составы мегакристаллов гранатов, установленных методом ICP-MS, демонстрируют смещение в направлении области составов вулканических пород Тэсийнгольского ареала.

Исследуемые мегакристаллы гранатов в отличие от гранатов из эклогитов Мира отличаются более высокими содержаниями LREE (Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) и HFSE (Zr, Hf) (Рисунок 41).

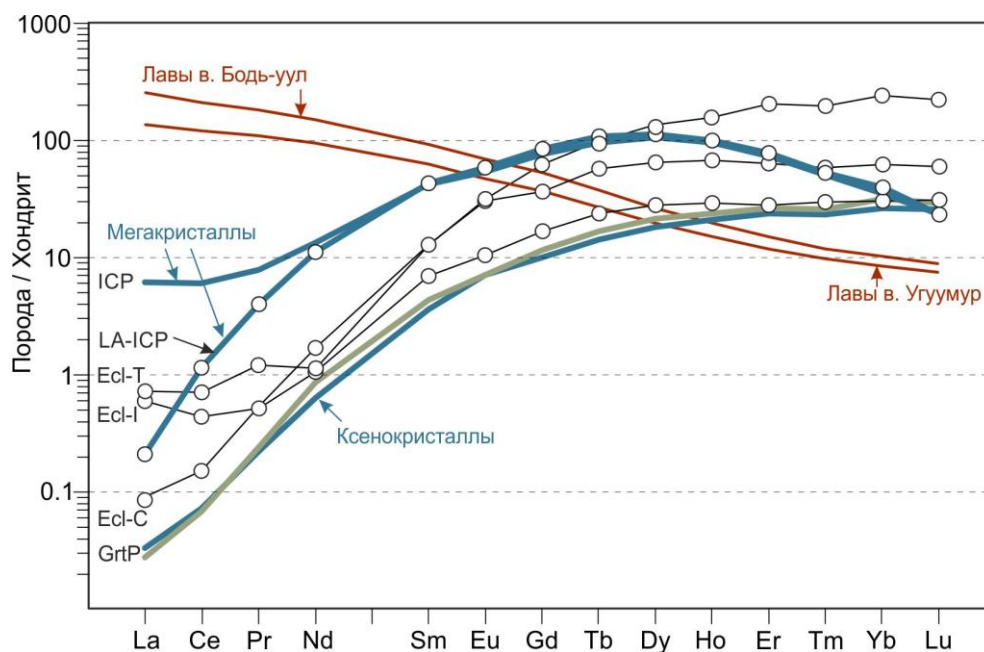


Рисунок 41 – Распределение РЗЭ в мегакристаллах гранатов Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала

Условные обозначения: Мегакристаллы – средние составы мегакристаллов гранатов вулкана Угуумур по данным ICP-MS (6) [Perepelov et al., 2020] и LA-ICP-MS анализа (4); Ксенокристаллы (7) – средний состав ксенокристаллов гранатов из лав вулкана Угуумур; Ecl-I (31) – гранаты из эклогитов Южной Индии [134]; Ecl-C (14) – гранаты из эклогитов метаморфического пояса Сулу, Китай [130]; Ecl-T (22) – гранаты из эклогитов Тибета [135]; GrtP (2) – гранаты из включения гранатового перидотита в лавах вулкана Того, Хангайское нагорье, Монголия [132]. Другие обозначения см. на Рисунке 40.

Р-Т условия образования щелочно-базальтовых магм Тэсийнгольского ареала определены с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров [136, 137]. Расчеты Р-Т условий образования трахиандезибазальтовых расплавов Тэсийнгольского ареала, транспортирующих мегакристаллы, показали, что они могли формироваться в верхней части литосферной мантии при $P=11-17$ кбар и $T=1170-1233$ °С (Рисунок 42). Образование фонотефритовых магм ареала с включениями перидотитов происходило при более высоких давлениях (24 кбар) и температурах (1348 °С) (Рисунок 42). Базанитовые и фонотефритовые магмы вулкана Бодь-уул, характеризуются полным отсутствием ксеногенного кристаллического компонента и формировались в области астеносферной мантии при давлениях 26-31 и 22-25 кбар и температурах 1332-1410 и 1320-1333 °С, соответственно (Рисунок 42).

Для установления Р-Т условий формирования пироксенов из лав Тэсийнгольского ареала использованы известные эмпирические геотермобарометры, предназначенные для вулканических систем [137]. Учитывая полученные данные о сходстве составов темноцветных мегакристаллов с минералами эклогитового парагенезиса, при расчете Р-Т параметров их образования нами использованы также геотермобарометры по [138, 139], предназначенные для установления условий кристаллизации разноглубинных гранулитовых, перидотитовых и эклогитовых систем.

В одном из вариантов условия кристаллизации мегакристаллов пироксенов рассчитаны с использованием геотермобарометров, предназначенных для вулканических систем для «сухого» и водосодержащего расплава (0.01-2.5 % H_2O) по формулам 32b и 32d из работы [Putirka, 2008]. Согласно этим расчетам мегакристаллы пироксена формировались при $T=1190-1246$ °С и $P=18-24$ кбар (Рисунок 42).

Другие методы расчета были основаны на распределении REE в мегакристаллах пироксена и граната [138, 139]. С использованием установленных величин давлений кристаллизации, полученных по геобарометру 32b [137], температуры образования ассоциации пироксен-гранат были установлены по геотермометру [139] в диапазоне 1212-1331 °С (рис.).

Другой независимый подход включал в себя определение величин давлений формирования ассоциации мегакристаллов пироксен-гранат с применением геобарометра по [138]. Эти расчеты показали, что такая ассоциация мегакристаллов могла быть сформирована в более широком диапазоне давлений ($P=17-37$ кбар). При этом такие величины давлений будут соответствовать температурам образования мегакристаллов гранатов и пироксенов Тэсийнгольского ареала в интервале 1197-1309 °С [139] (Рисунок 42).

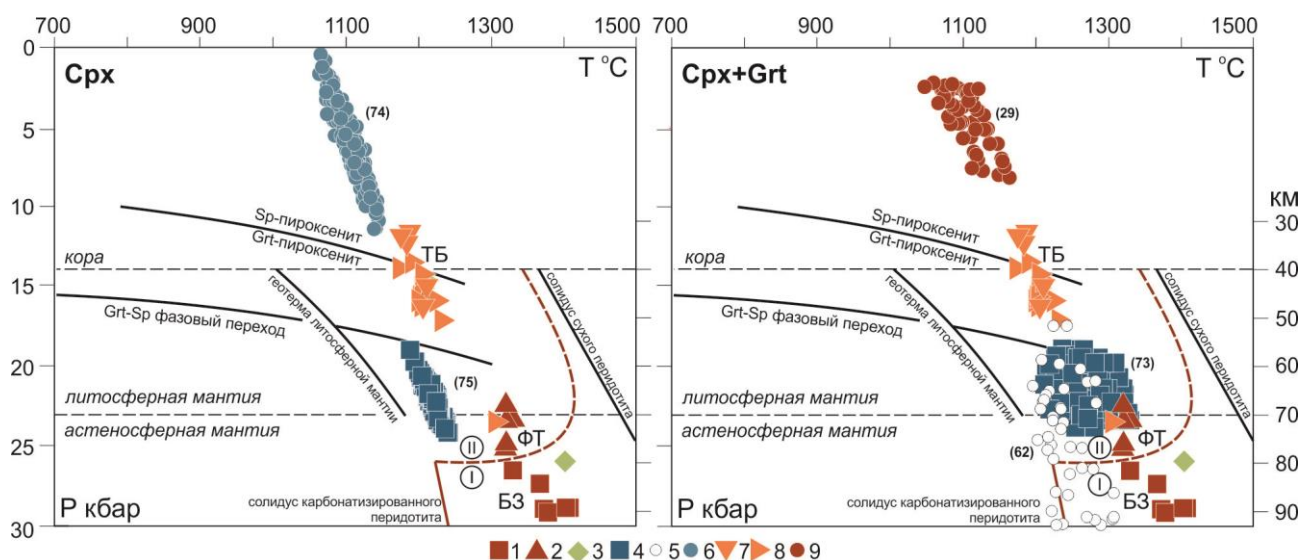


Рисунок 42 – РТ условия формирования мегакристаллов пироксена и граната и щелочно-базальтовых магм Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала

Условные обозначения. РТ условия формирования магм и кристаллизации минералов: 1 – базаниты (БЗ) и 2 – фонотефриты (ФТ) вулкана Бодь-уул; 3 – расчетная точка начала кристаллизации оливинов из базанитового расплава вулкана Бодь-уул; 4 – мегакристаллы Ca-Na пироксена (на графике Cpx), рассчитано по [137, 140] и пары мегакристаллов пироксена и граната (на графике Cpx+Grt), рассчитано по [137, 139]; 5 – пары мегакристаллов пироксена и граната (на графике Cpx+Grt), рассчитано по [138, 139]; 6 – Cpx из зон плавления и кристаллизации расплава в мегакристаллах пироксена; 7 – трахибазальты и трахиандезибазальты (ТБ) вулкана Угуумур, 8 – трахибазальты, трахиандезибазальты и редкие фонотефриты других участков лавового плато Тэсийнгольского ареала, 9 – микрофенокристаллы и микролиты Cpx из пород вулкана Угуумур. Кривые солидуса «сухого» перидотита и солидуса карбонатизированного перидотита приведена по [141]. Пунктиром показана условная граница, разделяющая область мантии, содержащей карбонатитовый расплавный компонент (I), и область мантии, в которой карбонатитовый компонент переходит в газообразную фазу (II) [141]. Геотерма литосферной мантии и кривая границы раздела Sp-Grt фазового перехода для перидотитов приведены для Восточного Саяна по [142]. Граница Sp-Grt фазового перехода для пироксенитов приведена по [143]. Граница астеносферной и литосферной мантии приведена по среднему значению для юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны по [144]. Граница коры и мантии приведена по [145]. На графиках в скобках приведено количество определений РТ. Дополнительные пояснения см. в тексте.

В отличие от мегакристаллов, Р-Т параметры кристаллизации пироксенов из лав Тэсийнгольского ареала, а также пироксенов из зон плавления и раскристаллизации «пироксенового» расплава в мегакристаллах, указывают на их происхождение в малоглубинных условиях. Согласно расчетам Р-Т условий образования для вулканических систем по формулам 32b и 32d из работы [137], пироксены из лав формировались при $P=2.3-$

8.2 кбар и $T=1048-1165\text{ }^{\circ}\text{C}$, а новообразованные пироксены из мегакристаллов при $P=0.5-11$ кбар и $T=1065-1147\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис.).

Происхождение мегакристаллов клинопироксенов и гранатов, как показано в работе [146], может быть рассмотрено в рамках нескольких генетических моделей. Одна из них предполагает, что мегакристаллы были образованы в глубинных мантийных условиях в результате реакций флюидов и расплавов с перидотитами [147]. Другая модель объясняет формирование мегакристаллов в результате фракционной кристаллизации базальтовых магм в мантии [148-150]. Наконец, в работе [146] показана модель, основанная на предположении о генезисе мегакристаллов в результате кристаллизации, вызванной смешением двух различных по составу магм, производных эклогитового и карбонатитового источников, в высокобарических условиях.

Полученные данные о составах и P - T условиях кристаллизации мегакристаллов гранатов и пироксенов Тэсийнгольского ареала позволяют провести анализ ранее предложенных моделей и оценить возможность их применения к исследованным вулканическим системам.

Компиляция полученных данных о составах и P - T условиях кристаллизации мегакристаллов гранатов и пироксенов Тэсийнгольского ареала приводит к выводу об участии в образовании щелочно-базальтовых магм двух источников вещества, имеющих общий протолит. Первый из источников может отвечать по составу «пироксенитовому», а второй силикатно-карбонатному, обогащенному CO_2 . Предполагается, что причиной возникновения таких источников могли быть процессы высокобарического преобразования или эклогитизации пород океанической коры, субдуцированной на более ранних этапах геодинамического развития территории, как это было показано для Китая [151, 152]. В условиях аппвельинга астеносферной мантии, содержащей фрагменты эклогитизированной океанической коры, происходит плавление и перекристаллизация «сухих» эклогитов и карбонатизированных эклогитов с выделением из них силикатно-карбонатного расплава и карбонатного флюида [153]. Миграция и последующая кристаллизация такого расплава приводит к образованию в мантии жил гранат-содержащих пироксенитов, а высвобождающегося карбонатного флюида – к газированию астеносферной мантии. Дальнейший подъем астеносферной мантии в условиях близких к адиабатическим вызывает плавление пироксенитов [154, 155] и образование вблизи солидуса карбонатизированной перидотитовой мантии очага кремний недосыщенной щелочно-базальтовой магмы, содержащей в состоянии несмесимости силикатно-карбонатную фазу. Дифференциация щелочно-базальтовой магмы в очаге сопровождалась кристаллизацией оливина и миграцией остаточных расплавов в верхние горизонты очага, в область, находящуюся выше солидуса

карбонатизированной мантии (Рисунок 43). Этот процесс сопровождался разрушением силикатно-карбонатной фазы и ее вскипанием. Стационарный поток высвобождающейся силикатно-карбонатной насыщенной флюидом фазы в ходе процесса, сходного с пневматолитовым, формирует над магматическим очагом мантийные жилы выполненные мегакристаллами (Рисунок 43). Предполагается, что на глубоких горизонтах литосферной мантии такие жилы выполнены мегакристаллами натрового Al-пироксена и на порядок меньшим количеством кальциевого граната. Последующий подъем и эволюция остаточного силикатно-карбонатного флюида приводит, вероятно, к образованию в литосферной мантии жил, сложенных в различных пропорциях лейкократовыми, водосодержащими и рудными минералами (санидин, ильменит, апатит, и реже амфибол и флогопит). Этот аспект развития магматической системы Тэсийнгольского ареала не входит в задачи статьи.

Для понимания процессов эволюции магматической системы Тэсийнгольского ареала необходимо рассмотреть вопрос о происхождении кремний насыщенных трахиандезибазальтовых магм, которые собственно и транспортируют на поверхность мегакристаллы, а также фрагменты перидотитов и пироксенитов. Трахиандезибазальты составляют основной объем продуктов вулканизма в ареале и формируются здесь на втором этапе вулканической активности после проявлений базанитовых и фонотефритовых магм раннего этапа. Согласно расчетам баланса масс, происхождение трахиандезибазальтовых расплавов с высокой степенью достоверности можно связать с процессами эволюции магматической системы в целом. Дифференциация кремний недосыщенных щелочно-базальтовых магм может приводить к формированию до ~ 23 об.% трахиандезибазальтовых расплавов и до ~ 3.3 об.% мегакристаллов, из которых менее 0.7 об.% представлено темноцветными силикатными минералами, пироксеном и гранатом.

Парадокс, связанный с относительно небольшими объемами проявленных базанитовых и фонотефритовых магм, в сравнении со значительными объемами излившихся трахиандезибазальтовых расплавов, может быть объяснен значительной длительностью процессов глубинной эволюции магматической системы. Длительность процессов образования и накопления в очаге трахиандезибазальтовых магм может составлять интервалы в миллионы лет, тогда как образование ассоциации мегакристаллов согласно расчетам по [156, 157] не должно превышать по времени нескольких десятков тысяч лет.

Активизация вулканической деятельности в Тэсийнгольском ареале началась на заключительном этапе в среднем миоцене и продолжалась согласно имеющимся геохронологическим данным не менее 5 млн. лет, что привело к многочисленным эксплозивным извержениям магматического материала, насыщенного обломками мегакристаллов и мантийных пород.

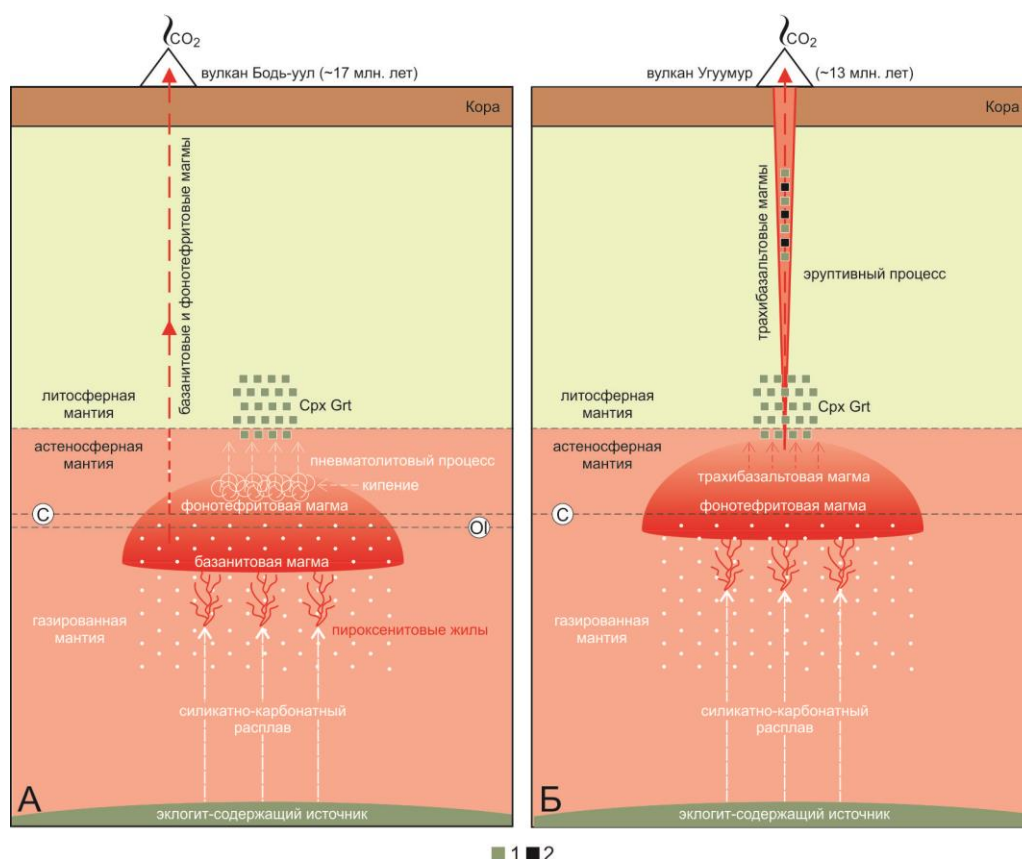


Рисунок 43 – Модель формирования щелочно-базальтовых магм, мегакристаллов и процесса эволюции магматической системы Тэсийнгольского ареала Северной Монголии

Условные обозначения: 1 – мегакристаллы, 2 – фрагменты перидотитов и пироксенитов литосферной мантии. Белыми стрелками показано направление подъема силикатно-карбонатного расплава из области эклогит-содержащей астеносферной мантии. Красными кривыми линиями показана область локализации пироксенитовых жил, образованных при взаимодействии силикатно-карбонатного расплава с перидотитовой мантией. Белыми залитыми кружками показана область газированной перидотитовой астеносферной мантии. Областью с красной градиентной заливкой показан магматический очаг, в котором на раннем этапе формируются фонотефритовые и базанитовые, а на позднем - фонотефритовые и трахибазальтовые магмы. Незамкнутыми белыми окружностями показана область «вскипания» магматического расплава с выделением газообразной карбонатной фазы. Белыми пунктирными линиями показано направление движения силикатно-карбонатного флюида над областью магматического очага (пневмолитовый процесс) в результате кристаллизации которого образуются мегакристаллы. Черными пунктирными линиями условно отображены: «C» – линия солидуса сухого карбонатизированного перидотита, «Ol» – уровень начала кристаллизации оливина. Красными пунктирными стрелками на графике «А» показано движение фонотефритовых и базанитовых магм вулкана Бодь-уул (без транспортировки ксеногенного материала), на графике «Б» - трахибазальтовых и трахиандеизбазальтовых магм вулкана Угуумур, транспортирующих ксеногенный материал. Удлиненной конусовидной областью показано направление развития эксплозивного процесса. CO₂ – выделение карбонатной фазы в процессе извержений. Модель построена в соответствии с Рисунком 42. Пояснения см. в тексте.

ВЫВОДЫ

1. Значительную роль в происхождении щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов пироксенов и гранатов Тэсийнгольского ареала играли силикатно-карбонатные расплавы и карбонатные флюиды, являющиеся по изотопным данным продуктами общего для них источника вещества.

2. В составах магм и мегакристаллов ареала отражено участие гранат-содержащих источников вещества – субдуцированной и эклогитизированной древней океанической литосферы и пироксенитов астеносферной мантии.

3. Образование мегакристаллов пироксенов и гранатов происходило в области гранатовой фации глубинности литосферной мантии и вблизи ее границы с астеносферой в процессе эволюции кремний недосыщенных щелочно-базальтовых магм.

4. Мегакристаллы пироксенов и гранатов формировались над областью магматического очага в результате процесса, сходного с пневматолитовым, в результате вскипания, отделения и последующей кристаллизации силикатно-карбонатной фазы на границе и выше солидуса карбонатизированных перидотитов.

5. Трахиандезибазальтовые магмы, транспортирующие мегакристаллы и фрагменты мантийных пород к поверхности, не являются с ними сингенитичными и были образованы в результате длительной эволюции магматической системы на заключительном этапе вулканической активности Тэсийнгольского ареала.

6. Развитие эксплозивного процесса, определившего вынос к поверхности ксеногенного мантийного кристаллического вещества, в том числе мегакристаллов, связано с высокой насыщенностью трахиандезибазальтовых магм карбонатным флюидом.

7. Преобразование и плавление мегакристаллов пироксена под воздействием щелочно-базальтовых магм происходило при быстром подъеме расплавов в условиях, близких к адиабатическим.

Раздел 10 Геохимические и изотопные (Sm-Nd) характеристики metabazитов офиолитовой природы Забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса

Процессы образования и эволюции континентальной коры в течение истории Земли оставались и остаются в центре внимания геологов. В фанерозойское время эти процессы были связаны с конвергентными геодинамическими обстановками [158] и, соответственно, с внутриконтинентальными орогенными поясами, возникавшими на месте закрывшихся палеоокеанов. Центрально-Азиатский орогенный пояс (ЦАСП) является примером аккреционного орогена, сформированного в результате тектонического совмещения (аккреции) островодужных комплексов, аккреционных призм, а также офиолитов, вулканогенно-осадочных комплексов океанических плато и задуговых бассейнов [159]. Все перечисленные породные комплексы имеют мантийное происхождение и представляют собой ювенильную кору, которая вовлекается при аккреции в процессы гранитообразования.

В пределах Забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса, являющегося важнейшей частью ЦАСП, фрагменты былой океанической коры приурочены главным образом к структурам ононского террейна аккреционного клина (АК), что отражено в [160]. Структурно-вещественные комплексы ононского террейна на территории Забайкалья могут быть условно разделены на Пришилкинский и Ононско-Агинский сегменты АК.

Первый из них охватывает вулканогенно-осадочные и пространственно сопряженные с ними интрузивные ультрамафит-мафитовые образования кулиндинской свиты [161], распространенные главным образом по левому берегу р. Шилка от ее верховьев (место слияния рек Онон и Ингода) до ее нижнего течения. Ононско-Агинский сегмент АК представлен главным образом отложениями кулиндинской, ононской, чиндантской и усть-борзинской свит, но наибольшее разнообразие геохимических типов metabazитов связано с кулиндинской свитой [161-166].

Геохронологические U-Pb данные по цирконам позволили уверенно говорить о ранне-среднепалеозойском возрасте пород кулиндинской свиты. Так, возраст цирконов из амфиболовых габбро Молодовской офиолитовой зоны Пришилкинского сегмента АК (левобережье р. Шилка в районе Молодовска, г. Боктуска) составляет 388+/-6 млн.лет [165]. Другая принципиально важная U-Pb дата – 476+/-5 млн.лет, получена для циркона из metabazальта кулиндинской свиты в ее стратотипической местности на водоразделе рек Онон и Большая Кулинда [166] в пределах Ононско-Агинского сегмента АК. Таким образом, в настоящее время выяснено, что возраст магматических пород, включаемых в состав кулиндинской свиты и, соответственно, в состав отложений аккреционного клина МОП, лежит в пределах ранний ордовик – рубеж раннего и среднего девона.

Геохимическая типизация metabazaltov кулиндинской свиты сталкивается с определенными трудностями, учитывая процессы вторичных изменений пород, связанных с этапом «океанического» и регионального метаморфизма, которые оказывают существенное влияние на их химический состав, затушевывая первичные вещественные характеристики.

Комплексные геохимические исследования [167], охватившие 28 микроэлементов, включая Sb, Tl, Sn, REE, Th, U, Nb, Zr, Hf, Y, выполненные в измененных базальтах MORB из района Калифорнийского залива показали, что HREE и Y не подвержены сколь-либо существенному влиянию при взаимодействии базальтов с морской водой. Такие элементы как Zr, Hf, Nb, LREE, Th, Sn могут испытать некоторое обогащение (вплоть до двукратного в экстремальных случаях) в измененных базальтах по сравнению со свежими породами. При этом отношения между Zr, Hf, Nb существенно не изменяются. Таким образом, выяснение сериальной принадлежности metabazaltov и их геодинамической природы должно основываться на данных о вариациях инертных микрокомпонентов.

Использование вариационной диаграммы $Ti/Y - Nb/Y$ [167] позволяет выделить среди metabazaltov кулиндинской свиты породы толеитовой, переходной и щелочной серий (Рисунок 44), а характер нормированного распределения лантаноидов (Рисунок 45) позволяет более четко соотнести эти серии с тремя реперными геохимическими типами базальтов океанических бассейнов – N-MORB, E-MORB и OIB. Для Молодовской офиолитовой зоны Пришилкинского сегмента АК характерна наибольшая распространенность толеитовых базальтов типа N-MORB ($La/Yb(N)=0,8-1,2$) и E-MORB ($La/Yb(N)=1,4-2,6$) при подчиненном развитии metabazaltov промежуточного типа, намечающих переход от E-MORB к OIB ($La/Yb(N)=4,1-9,3$). Metabazaltov Холбонского участка этого сегмента АК принадлежат к толеитам E-MORB ($La/Yb(N)=2,5-3,1$) и переходным разностям от E-MORB к OIB ($La/Yb(N)=4,6-4,8$). Для metabazaltov Ага-Хилинского и Тургинского участков Ононско-Агинского сегмента АК характерно присутствие всех сериальных типов пород – толеитов N-MORB ($La/Yb(N)=0,7-1,2$) и E-MORB ($La/Yb(N)=1,2-1,3$), переходных разностей E-MORB – OIB ($La/Yb(N)=2,2$) и единичных составов OIB ($La/Yb(N)=9,3-11,7$) щелочной серии.

Дискриминационная диаграмма $Th(N)-Nb(N)$ (Рисунок 46, А) также свидетельствует о принадлежности исследованных metabazaltov океанической последовательности N-MORB – E-MORB – OIB. При этом вариации отношений Th/Nb и Ti/V в породах (Рисунок 46, Б) указывают на то, что кроме этой триады в аккреционном клине Монголо-Охотского орогенного пояса также присутствуют фрагменты океанических плато.

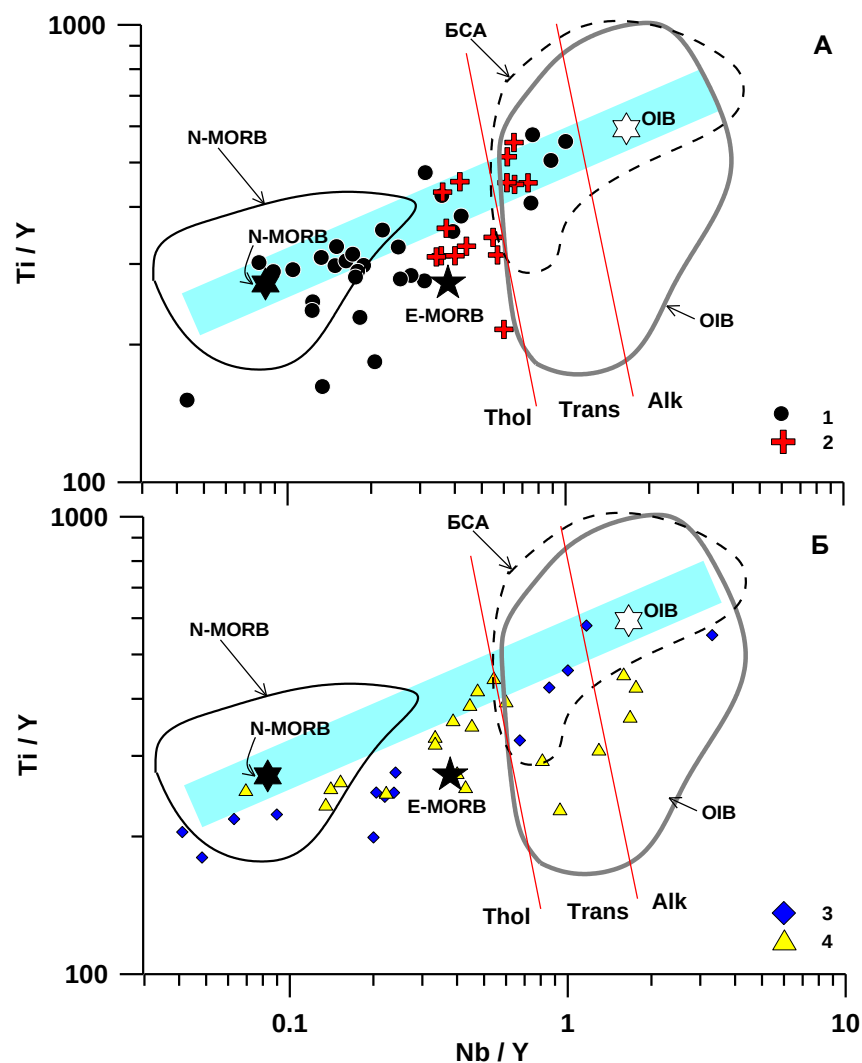


Рисунок 44 – Вариационная диаграмма $Ti/Y - Nb/Y$ [168] для метабазальтов аккреционного клина МОП

Условные обозначения: (А) – Пришилкинский сегмент: 1 – Молодовская офиолитовая зона, 2 – Холбонский участок аккреционного клина; (Б) - Ононско – Агинский сегмент: 3 – Ага-Хилинский участок и 4- Тургинский участок аккреционного клина. Средние составы N-MORB, E-MORB, OIB показаны по [133], поля составов базальтов N-MORB, OIB и поле составов базальтов Северной Азии (БСА) – по многочисленным литературным данным. Границы между толеитовой (Thol), переходной (Trans) и щелочной (Alk) сериями пород даны по [168].

Таким образом, кулиндинская свита, как наиболее представительная часть Ононского террейна аккреционного клина, содержит фрагменты метабазальтов океанической коры, сформированной в спрединговых зонах (N-MORB, E-MORB) и внутриплитных океанических обстановках (OIB, океанические плато). Породы фрагментов древней океанической коры, включенные в состав аккреционного комплекса, позволяют выяснить важнейшие изотопно-геохимические особенности ювенильной коры, присущей конкретному орогену.

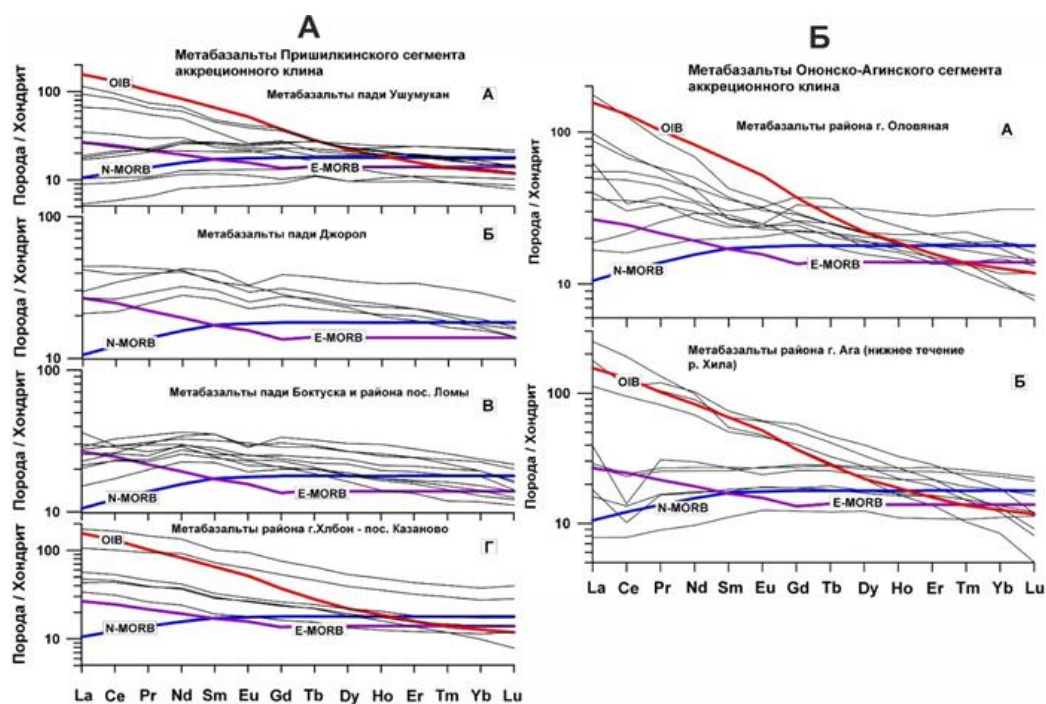


Рисунок 45 – Нормированные графики распределения РЗЭ в метабазальтах Пришилкинского (А) и Онон-Агинского сегментов (Б) аккреционного клина

Условные обозначения: А - (А) – Ушумуканский офиолитовый разрез, (Б) – падь Джорол, (В) – падь Боктуска и пос. Ломы и (Г) Холбонский участок аккреционного клина. Б – (А) - Тургинский участок и (Б)- Ага-Хилинский участок аккреционного клина. Все анализы нормированы к составу хондрита С1 [133].

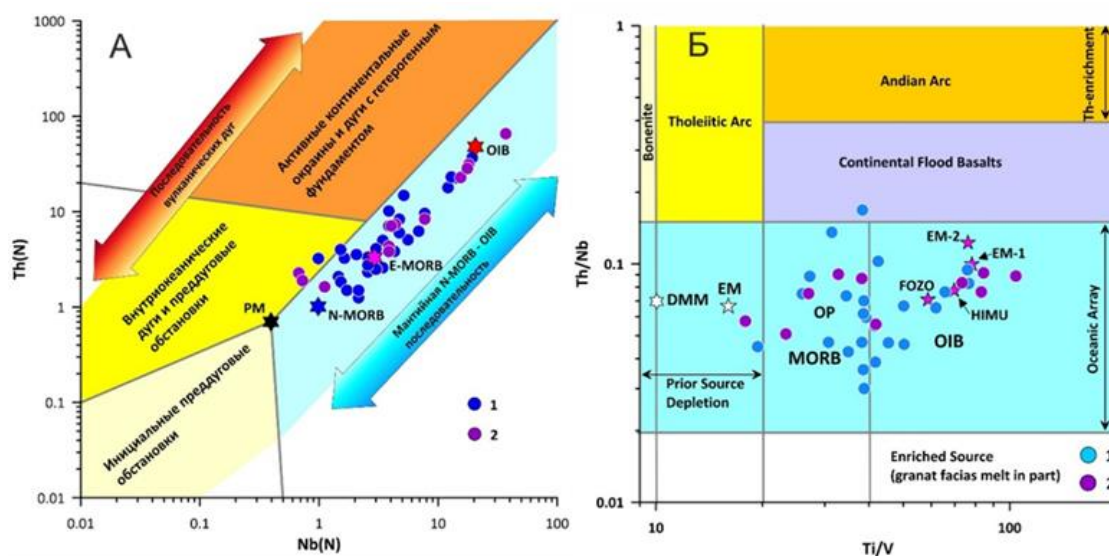


Рисунок 46 – Вариационная диаграмма Th(N)-Nb(N) [168] для различных типов базальтов постархейских офиолитов (А) и вариационная диаграмма Ti/V – Th/Nb [170]

Условные обозначения: 1 – метабазальты Пришилкинского и 2- Онон-Агинского сегментов АК.

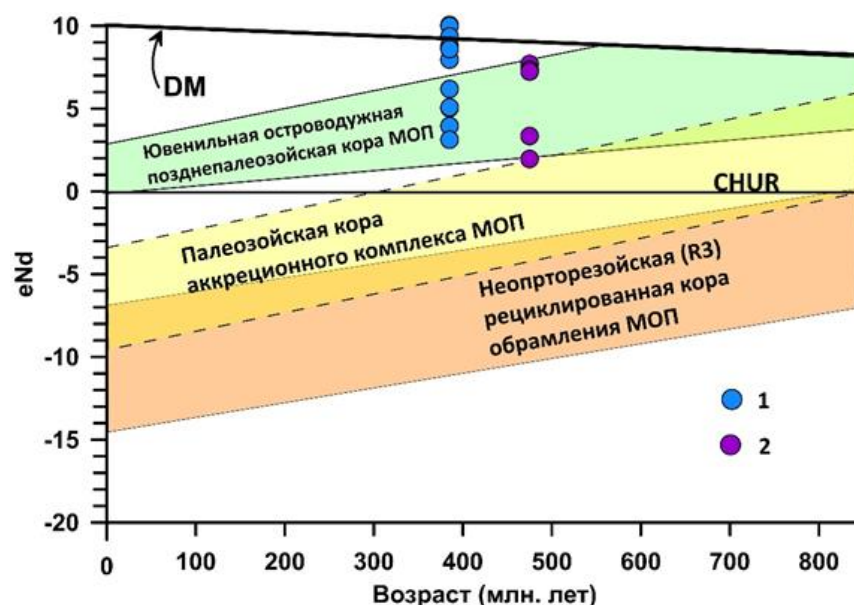


Рисунок 47 - Диаграмма ϵ_{Nd} – "Возраст" для метабазальтов кулиндинской свиты Восточного Забайкалья

Условные обозначения: 1 – метабазальты Пришилкинского сегмента аккреционного клина; 2 – метабазальты Онон-Агинского сегмента аккреционного клина.

Для Монголо-Охотского пояса на основе изученных Sm-Nd изотопных характеристик позднепалеозойских островодужных пород [171] были определены параметры ювенильной коры этого орогена (Рисунок 47). Важнейшим признаком этих образований являются положительные величины $\epsilon_{Nd(t)}$. Изотопный состав Nd метабазальтов кулиндинской свиты как в Пришилкинском, так и в Онон-Агинском сегментах аккреционного клина лежат в пределах $\epsilon_{Nd(t)} = +2,5 - (+11)$ и $\epsilon_{Nd(t)} = +1,5 - (+8)$ соответственно, что полностью соответствует области вариаций изотопного состава Nd в ювенильной коре Монголо-Охотского пояса.

ВЫВОДЫ

1. Кулиндинская свита, как наиболее представительная часть Ононского террейна аккреционного клина, содержит фрагменты метабазальтов океанической коры, сформированной в спрединговых зонах (N-MORB, E-MORB) и внутриплитных океанических обстановках (OIB, океанические плато).

2. Изотопный состав Nd метабазальтов кулиндинской свиты как в Пришилкинском, так и в Онон-Агинском сегментах аккреционного клина лежат в пределах $\epsilon_{Nd(t)} = +2,5 - (+11)$ и $\epsilon_{Nd(t)} = +1,5 - (+8)$ соответственно, что полностью соответствует области вариаций изотопного состава Nd в ювенильной коре Монголо-Охотского пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с темой проекта в 2024 году проведены исследования процессов магмообразования, эволюции гранитоидных, базальтовых и щелочных магм, показаны предполагаемые источники магматического и рудного вещества в связи с общими процессами эволюции континентальной литосферы и рециклинга вещества в складчатом обрамлении Сибирского кратона, а также по пирометаморфическим комплексам Монголии и метаосадочным комплексам орогенных поясов. Исследования проведены по заданиям 2024 года.

На основании систематизации полученных ранее и новых геологических данных, возраста, минерального состава и петролого-геохимических особенностей массивов известково-щелочных гранитоидов и редкометалльных гранитов Li-F типа показано их развитие в широком возрастном интервале при формировании разновозрастных мезозойских ареалов гранитоидного магматизма в ЦАСП. Проведен минералого-геохимический анализ эволюции массива палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (Их-Наротин Хидский, MZ2) и интрузий редкометалльных Li-F гранитов (Барун-Цогтинские) Монголии и определены их петролого-геохимические различия.

В пределах периферийных зон MZ1 и MZ2 магматических ареалов Монголии установлено, что оруденение часто ассоциирует с многофазными массивами и малыми интрузиями редкометалльных Li-F гранитов. Редкометалльным гранитам свойственно снижение величин индикаторных K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf отношений и рост концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, W, Be, Ta, Nb при процессах эволюции магм Li-F типа. При этом важную роль при формировании потенциально рудоносных в отношении Li, Ta, Sn, W, гранитов и онгонитов играют процессы магматической и флюидно-магматической дифференциации.

В большинстве интрузий рудоносных редкометалльных Li-F гранитов установлены существенные вариации содержаний Sn и W в магматических и особенно метасоматических породах. На магматическом этапе в зональных массивах и интрузиях в значительной мере как Sn, так и W обогащены пегматоидные разновидности амазонит-альбитовых гранитов и пегматиты: Бага-Газрынский (MZ1) и Барун-Цогтинские (MZ2) массивы.

Учитывая широкие вариации возраста формирования (321-126 млн. лет), редкоэлементного и изотопного состава редкометалльных Li-F гранитов, распространенных в пределах различных зон крупных ареалов магматизма, допускается вещественное влияние мантийных источников плюмов на состав редкометалльных гранитных магм и на их рудоносность.

Получены новые данные о последовательности формирования, особенностях состава фазовых и фациальных разновидностей гранитоидов четырех магматических ассоциаций, установленных в Дзос-Хусуингольском рудно-магматическом узле Южно-Сангиленского пояса редкометальных пегматитов и непосредственно предшествовавших формированию последних. Это позволяет более точно координировать геологоразведочные работы на этих важных для экономики рудных объектах. Изучение редкоэлементного состава гранитоидов разных магматических ассоциаций.

Разработанная методология систематизации данных по параметрам а-в [13] в архейских и палеопротерозойских метаосадочных породах позволила провести их сравнительный анализ в разновозрастных комплексах различных регионов. В них были установлены близкие соотношения обломочных (не зрелых – метапсаммитолитов), зрелых метаосадочных типов пород, продуктов химических преобразований (гидролизатов – кор выветривания). Впервые выявлена единая во всех комплексах (кратонах, в комплексах их обрамления) распространенность метаосадочных протолитов. Во всех структурах крайне широко распространены зрелые метаосадки – алевролиты, алевропелитовые и пелитовые аргиллиты. Это отражает значительную дифференциацию и длительность проявления осадочных процессов в геологической истории Земли. Мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты, сиалиты и латериты отмечаются крайне редко, как и полимиктовые псаммитолиты и субсиалиты.

Совокупность полученных при изучении метаосадочных геолого-петрологических, минералого-геохимических, изотопно-геохронологических данных для комплексов Сибирского и Фенноскандинавского кратонов позволила обосновать их формирование за счет палео- и мезоархейских массивов ТТГА при участии архейских толетов. Для протолитов новообразованных комплексов архея-палеопротерозоя в обоих кратонах они являлись главными питающими провинциями. ТТГА и их производные были главным на Земле субстратом при образовании мезо-неопротерозойских и фанерозойских осадков.

Питающими провинциями для метаосадочных пород комплексов подвижных поясов развитых в обрамлении Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский комплексы) являлись архейские ТТГА и толетиты, неоархейско-палеопротерозойские метамагматические и метаосадочные образования и массивы палеопротерозойских гранитоидов и в отдельных участках протерозойские массивы основных и ультраосновных пород.

Формирование метаосадков архейско-палеопротерозойского возраста Восточной Сибири, Северо-Запада России, ваханского комплекса Памира происходило по раннеархейским ТТГА, при ограниченной роли других пород по механизму

континентального рециклинга. За счет древних раннеархейских ТТГА и новообразованных архейско-палеопротерозойских пород, калиевых гранитоидов Сибири и Памира в неопротерозое по этому же механизму были сформированы протолиты неопротерозойских осадков в Сибири, музкольском комплексе – на Памире. В отчетном году, для барбитайского комплекса, как и слюдянского, ольхонского, святоносского, впервые обосновано присутствие протолитов метаосадочных пород с модельными палео-и мезопротерозойскими модельными возрастами.

Изучены породы тоналит-трондjemит-гранодиоритовой ассоциации выходящие на поверхность в ядре гранито-гнейсового вала, приуроченного к восточному флангу Тувино-Монгольского микроконтинента. Породы подверглись метаморфизму в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Установлено, что несмотря на значительную трансформацию составов пород при метаморфизме восстановить первичные изотопные характеристики, оценить изотопный возраст, состав и возраст протолитов вполне возможно, используя породы наиболее полно соответствующие первичным. При этом необходимо выполнить детальное изучение пород, с выявлением причин и диапазонов вариаций составов.

По данным по биостратиграфии известкового нанопланктона установлено, что в среднем-позднем миоцене (10–6 млн. лет) часть плато гайота Альба находилось ниже уровня океана и на вулканокластические породы (туф, туффит) отлагались карбонатные осадки. Наиболее молодой (поздний) слой III Fe-Mn корки формировался в плиоцене-плейстоцене (< 1.8 млн. лет), когда вершинные поверхности гайота погрузились на значительную глубину. Находки многочисленных достаточно крупных вулканических конусов на плато гайота, достигающих высоты 750 м при основании 5 км, впервые свидетельствуют о масштабных извержениях *petit-spot* базанитовых вулканов, которые происходили в миоцене на меловых гайотах и подводных горах Тихого океана.

Детальное изучение минерально-фазовых особенностей мелилит-нефелиновых паралав пирометаморфических комплексов Монголии показало, что эти породы существенно отличаются как по соотношению и составам породообразующих, так и по ассоциациям аксессуарных и редких минералов от нефелин-мелилитовых пород вулканических комплексов. Тем не менее, полученные результаты убедительно свидетельствуют, что недосыщенные по кремнезему и обогащенные Са силикатные, а также карбонатные (кальцитовые) расплавы могли формироваться при плавлении толщ карбонатно-силикатных осадочных пород в коровых условиях при небольшом давлении в присутствии обогащенной CO₂ флюидной фазы.

Установлено, что геохимические особенности пород и слагающих их минерально-фазовых ассоциаций, эволюция составов минералов и F-Ca (флюоритовой) фазы являются следствием формирования массива онгонитов Ары-Булак из онгонитовой магмы в ходе флюидно-магматического процесса. Это процесс был осложнен фторидно-силикатной жидкостной несмесимостью с участием флюоритового и других фторидных расплавов, а также магматических флюидов P-Q и первого типов.

Показано, что первичное ниобиевое оруденение в Большетагнинском массиве Зиминской группы месторождений связано с апатит-тетраферрианнитовыми породами и апатитолитами, в которых основными концентраторами ниобия является ферроколумбит и фторкальциопирохлор соответственно. Перераспределение первичной ниобиевой минерализации в породах Большетагнинского массива связано с калишпатизацией нефелин-пироксеновых пород мельтейгит-ийолит-уртитовой серии. Последующее перераспределение ниобия произошло в результате внедрения карбонатитовых расплавов, вследствие чего образовались рудные карбонатиты и силикокарбонатиты. В метасоматитах вторичными минералами ниобия являются новообразованный фторкальциопирохлор с обогащёнными ураном зонами вплоть до образования гаттчетолита, ферроколумбит, дмитрийварламовит, ильменорутит. В результате гидротермального преобразования руд Большетагнинского массива образуется гематит с примесью ниобия.

Выявленные ассоциации породобразующих и рудных минералов, парагенезис ниобиевой и фосфорной минерализации, а также прямая корреляция фосфора и ниобия в первичных рудах и рудных метасоматитах Большетагнинского массива подтверждают полистадийное преобразование пород и руд.

Получена оценка возраста, геохимические и изотопно-геохимические характеристики кордиерит-флогопит-кварцевых магнезиальных метасоматитов, развитых в приразломных зонах расланцевания Кутимского блока Чуйской глыбы, где они пересекают все разновидности пород среднепротерозойского возраста. U-Pb (IDTIMS) возраст монацита из метасоматитов составил 369 ± 1 млн. лет. Магнезиальные метасоматиты Кутимского блока отражают принадлежность начальных растворов к мантийному источнику и по возрасту фиксируют переход структуры к герцинской внутриплитной геодинамической обстановке, возможно, под влиянием медленного поднятия Северо-Азиатского суперплюма.

Установлено, что изотопно-геохимические характеристики эклогитов Актюзского комплекса Тянь-Шаня контролировались процессами ассимиляции и внутрикоровой контаминации исходно геохимически обогащенных (близких к E-MORB) базитовых расплавов в пределах относительно мощной раннедокембрийской литосферы окраины Чуйско-Кендыктасского микроконтинента. Их принадлежность к континентальной окраине

подтверждается относительно «теплыми» условиями субдукционного погружения и эксгумации в пределах тектонического меланжа.

Показано, что для эклогитов Макбальского комплекса Тянь-Шаня умеренно геохимически обогащенный мезопротерозойский протолит в ассоциации с метаосадочными породами формировался в схожих условиях окраины микроконтинента, однако не испытал сколь-либо существенной коровой контаминации в силу малой мощности литосферы.

Выяснено, что генерация пород протолита позднепалеозойских эклогитов Атбашинского комплекса Тянь-Шаня происходила при последовательном вовлечении в субдукционно-аккреционные процессы гетерогенной океанической литосферы. Изотопно-геохимические особенности эклогитов комплекса напрямую отражают характеристики родоначальных базитов океанического происхождения (от геохимически обедненных и с радиогенным составом Nd, до геохимически умеренно обогащенных с вкладом радиогенного Sr).

Показано, что значительную роль в происхождении щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов пироксенов и гранатов Тэсийнгольского ареала играли силикатно-карбонатные расплавы и карбонатные флюиды, являющиеся по изотопным данным продуктами общего для них источника вещества. В составах магм и мегакристаллов ареала отражено участие гранат-содержащих источников вещества – субдуцированной и эклогитизированной древней океанической литосферы и пироксенитов астеносферной мантии. Образование мегакристаллов пироксенов и гранатов происходило в области гранатовой фации глубинности литосферной мантии и вблизи ее границы с астеносферой в процессе эволюции кремний недосыщенных щелочно-базальтовых магм. Мегакристаллы пироксенов и гранатов формировались над областью магматического очага в результате процесса, сходного с пневматолитовым, в результате вскипания, отделения и последующей кристаллизации силикатно-карбонатной фазы на границе и выше солидуса карбонатизированных перидотитов.

Установлено, что трахиандезибазальтовые магмы, транспортирующие мегакристаллы и фрагменты мантийных пород к поверхности, не являются с ними сингенитичными и были образованы в результате длительной эволюции магматической системы на заключительном этапе вулканической активности Тэсийнгольского ареала. Развитие эксплозивного процесса, определившего вынос к поверхности ксеногенного мантийного кристаллического вещества, в том числе мегакристаллов, связано с высокой насыщенностью трахиандезибазальтовых магм карбонатным флюидом. Преобразование и плавление мегакристаллов пироксена под воздействием щелочно-базальтовых магм происходило при быстром подъеме расплавов в условиях, близких к адиабатическим.

Выяснено, что *кулиндинская* свита в геологическом строении Забайкалья, как наиболее представительная часть Ононского террейна аккреционного клина, содержит фрагменты metabазальтов океанической коры, сформированной в спрединговых зонах (N-MORB, E-MORB) и внутриплитных океанических обстановках (OIB, океанические плато). Изотопный состав Nd metabазальтов кулиндинской свиты как в Пришилкинском, так и в Онон-Агинском сегментах аккреционного клина лежат в пределах $\epsilon_{Nd(t)} = +2,5 - (+11)$ и $\epsilon_{Nd(t)} = +1,5 - (+8)$ соответственно, что полностью соответствует области вариаций изотопного состава Nd в ювенильной коре Монголо-Охотского пояса.

Государственное задание по проекту в 2024 году выполнено в полном объеме. В 2024 коллективом опубликовано 43 статьи, из них по теме проекта опубликовано 14 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 4 статьи WOS квартилей Q1 и Q2, представлено 16 устных докладов на всероссийских научных конференциях. В 2024 году исполнителями проекта защищены 2 кандидатские диссертации.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Исупов В.П., Загорский В.Г., Гусев Г.С., Белозеров И.М. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири и инновационные технологии в электрохимической энергетике // Разведка и охрана недр. - 2011. - № 6. - С. 13-19.
2. Fedorovsky, V.S. Geologic Map of Southwestern Part, Olkhon Area. Scale 1:100000 GIN RAS. Moscow. – 2004.
3. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределения редких элементов и генезис). Совместная Советско-Монгольская геологическая экспедиция. М. Наука. – 1971. - 240 с.
4. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука. - 1977. – 206 с.
5. Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // Петрология. - 2011. - Т.19(4). - С. 386–398.
6. Антипин В.С., Одгэрэл Д. Абдар - Хошутулинская интрузивно-дайковая серия: эволюция и условия образования гранитоидов различных геохимических типов в раннемезозойском ареале магматизма (Центральная Монголия) // Петрология. - 2016. - Т. 24. (5). - С. 537–553.
7. Антипин В.С., Куш Л.В., Одгэрэл Д.О., Шептякова Н.В., Хубанов В.Б., Белозерова О.Ю. Возраст, минералогия, геохимия и рудоносность позднемезозойских редкометалльных гранитов и онгонитов в сравнении с известково-щелочным магматизмом (Монголия) // Геология и геофизика. - 2024. - Т.65 (12). - С. 1649-1666.
8. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Holland H.D, Turekian K.K (eds). Treatise on Geochemistry. - 2003. - V. 3. - P. 1–64.
9. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. – 1999. – Т. 7. – № 4. – С. 401-429.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. - 2003. - Т 44.(12). - С. 1305–1320.
11. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А. Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитов и богатых литием редкометалльных пегматитов Хусуингольского поля (Сангиленское нагорье) // Доклады РАН. – 2018. - Т. 482. - № 4. - С. 439-443.

12. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометальных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и Тектонофизика. - 2021. - № 12. - С. 261-286.
13. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. // Изд-во Наука. Ленинград. – 1980. – С. 100.
14. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. // Душанбе: Дониш. – 1991. – 336 с.
15. Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution. // Elsevier. – 1994. – P. 205-259.
16. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. // Изд-во Мир. Москва – 1983. – С. 392.
17. Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс // Изд-во Наука. Новосибирск. – 1981. – С. 195.
18. Школьник С.И., Макрыгина В.А. Геохимия и изотопный состав метатерригенных отложений хамардабанской серии (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Геология и геофизика. - 2017. - Т 58(10). – С. 1500-1513.
19. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Казаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережков Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 1997. – Т 5 (4). – С. 227-239.
20. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А, Колотилина Т.Б. Ультрамафит – мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности). // Геология и геофизика. – 2013. – Т 54 (11). – С. 1689-1704.
21. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья // Изд-во Наука. Новосибирск. – 1984. – 200 с.
22. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. – 2010. – Т 51(5). – С. 571-588.
23. Цыганков А. А., Бурмакина Г. Н., Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. – 2017. – Т 25 (4). – С. 395-418.

24. Коми Ц. Общие проблемы геодинамики и геотектоники - континентальный рециклинг или истинный континентальный рост // Геология и геофизика. – 2011. – Т 52 (12). – С. 1927-1944.
25. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии // Изд-во Наука. Москва. – 1982. - 114 с.
26. Kovach, V., Matukov, D., Berezhnaya, N., Kotov, A., Levitsky, V., Barash, I., Kozakov, I., Levsky, L., Sergeev, S., SHRIMP Zircon Age of the Gargan Block Tonalites Find Early Precambrian Basement of the Tuvinian-Mongolian Microcontinent, Central Asia Mobile Belt. 32th Intern. Geological Congress. - 2004.
27. Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Материалы конференции «Изотопные системы и время геологических процессов». СПб.: ИГГД РАН. - 2009. -Т.1. - С. 34–35.
28. Летникова Е.Ф., Школьник С. И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Б.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.Вл., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: Данные U-Pb-датирования цирконов // Доклады Академии Наук. – 2017. – Т.474 (5). - С. 599–604.
29. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. - 2016. - Т.57 (1). – С. 241—258.
30. Bold U., Isozaki Y., Aoki Sh., Sakata S., Ishikawa A., Sawaki Y., Sawada H. Precambrian basement, provenance implication, and tectonic evolution of the Gargan block of the Tuva-Mongolia terranes, Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. – 2019. -. V.75. - P. 172-183.
31. Nachit H., Ibhi A., Abia El H. , Ohoud M. B. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites // C. R. Geoscience. – 2005. – V. 337. - P. 1415–1420.
32. Henry D.J., Harles C. Guidotti V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // American Mineralogist. – 2005. – V.90. - P. 316–328.
33. Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. Part I. Beginning of melting // Contrib Mineral Petrol. – 1996. – V.125. - P. 16–25.

34. Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., and others. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Canadian Mineralogist*. - 1997 - V. 35. - P. 219–246.
35. Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *American Mineralogist*. – 2016. – V.101. - P. 841–858.
36. Ridolfi, F.; Renzulli, A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2012. – V.163. - P. 877–895.
37. Tischendorf G. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // *Mineralogical Magazine*. – 1997. – V.61. - P. 809-834.
38. Wones, D.R., Eugster, H.P. Stability of biotite experiment theory and applications // *Amer. Mineral.* – 1965. – V.59. - P.12-28.
39. Luhr J. F., Carmichael I.S.E., Varekamp J.C. The 1982 eruptions of el Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1988. – V.23. - P. 69-108.
40. Ghiorso M.S., Evans B.W. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe–Ti two–oxide geothermometer and oxygen–barometer. // *Amer. J. Sci.* - 2008. – V.308. - P. 957–1039.
41. Huebnerj. S. Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures // In *Research Techniques for High Pressure and High Temperature* / ed. G.C. Ulmer. - New York, Springer-Verlag. – 1971. - P.123-177.
42. Thompson, A.B., Dehydration melting of crustal rocks // *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*. – 1988. – V.43. - P. 41-60.
43. Castro A. Tonalite-granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis // *Earth-Sci. Rev.* – 2013. – V.124. - P. 68–95.
44. Sawyer E.W. Atlas of Migmatites // *Canadian Mineralogist*. – 2008. - Special Publication. - 9. – 372 p.
45. Nehring F., Foley S.F., Holtta P.S., van den Kerkhof A.M. Internal differentiation of the Archean continental crust: fluid-controlled partial melting of granulites and TTG-amphibolite associations in central Finland // *Journal of Petrology*. – 2009. – V.50. - P. 3–35.

46. Moyen, J.-F., The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth // *Lithos.* — 2011 — V.123, P. 21–36.
47. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* - 2005. - V.79. P. 1–24.
48. Martin H., Moyen J.F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec J.L. Why Archaean TTG can not be generated by MORB melting in subduction zones // *Lithos.* – 2014. – V.198–199. - P. 1–13.
49. Moyen J.F., Martin H. Forty years of TTG research // *Lithos.* – 2012. – V.148. - P. 312–336.
50. Getsinger A., Rushmer T., Jackson M.D., Baker D. Generating high mg-numbers and chemical diversity in tonalite[^]trondhjemite[^]granodiorite (ttg) magmas during melting and melt segregation in the continental crust // *Journal of Petrology.* – 2009. – V.50. - P.1935-1954.
51. Defant, M.J. and Drummond, M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. // *Nature.* – 1990. – V.347 - P. 662-665.
52. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* – 1999. – V.46 - P.411–429.
53. Hochmuth K., Golf K., Uenzelmann-Neben G. Playing jigsaw with Large Igneous Provinces – A plate tectonic reconstruction of Ontong Java Nui, West Pacific // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (GGG).* – 2015. – V.16. – P. 3789–3807.
54. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S. et al. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.* – 2012. – V. 113. – P. 212–270.
55. Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Эр.Б. Средне-миоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // *Тихоокеанская геология.* – 2000. – Т. 19(5) . – С. 38–46.
56. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Pulyaeva I.A. Miocene Petit-Spot basanitic volcanoes on Cretaceous Alba Guyot (Magellan Seamount Trail, Pacific Ocean) // *Geosciences.* – 2024. – V. 10(12). - 252.
57. Martini E., Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // In: Farinacci A (ed.) *Proceedings of 2nd Planktonic Conference.* - 1971. – V. 2. – P. 1225–1230.
58. Okada H, Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation // *Marine Micropaleontology.* – 1980. – V. 5. – P. 321–325.

59. Martini E. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation // In: E. Martini, T. Worsley (ed.) // *Naturfa.* – 1970. – V. 225. – P. 289–290.
60. Shumenko S.I. Guide to Microfossils of the USSR // Leningrad, Nedra. – 1987. – 198 p.
61. Hirano N., Kawamura K., Hattori M., Saito K., Ogawa Y. A new type of intra-plate volcanism; Young alkali-basalts discovered from the subducting Pacific Plate, Northern Japan Trench. *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – V. 28. – P. 2719–2722.
62. Hirano N., Machida S., Sumino H. et al. Petit-spot volcanoes on the oldest portion of the Pacific Plate // *Deep-Sea Research.* – Part I. – 2019. – V. 154. – 103142.
63. Hirano N. Petit-spot volcanism: a new type of volcanic zone discovered near a trench // *Geochem. J.* – 2011. – V. 45. – P. 157–167.
64. Machida S., Kogiso T., Hirano N. Petit-spot as definitive evidence for partial melting in the asthenosphere caused by CO₂ // *Nature Communications.* – 2017. – V. 8. – 14302.
65. Pilet S., Abe N., Rochat L., Kaczmarek M.A. et al. Pre-subduction metasomatic enrichment of the oceanic lithosphere induced by plate flexure // *Nature Geosciences.* – 2016. – V. 9. – P. 898–903.
66. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Chemistry and crystallization conditions of minerals in metasomatized oceanic lithosphere and basaltic rocks of Govorov Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean // *Minerals.* – 2022. – V.12(10). – 1305.
67. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Pulyaeva I.A., Yudin D.S. Intraplate volcanism of the Alba Guyot. Geodynamic formation models of the Magellan Seamounts in the Pacific Ocean for 100 million years // *Russ. Geol. Geophys.* – 2023. – V.64(1). – P. 1–27.
68. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Cretaceous intraplate volcanism of Govorov Guyot and formation models of the Magellan seamounts, Pacific Ocean // *Intern. Geol. Rev.* – 2023. – V.65(16). – P. 2479–2505.
69. Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F., Spiegelman M., Withers A.C. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts // *Chem. Geol.* – 2009. – V. 262. – 57–77.
70. Mikuni K., Hirano N., Machida S. et al. Contribution of carbonatite and recycled oceanic crust to petit-spot lavas on the western Pacific Plate // *Solid Earth.* – 2024. – V. 15. – P. 167–196.
71. Lindberg D., Chartrand P. Thermodynamic evaluation and optimization of the (Ca + C + O + S) system // *J. Chem. Thermodyn.* – 2011. – V. 41. – P. 1111–1124.

72. Peretyazhko I.S. Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (>4 MPa) and hightemperature(>1250 °C) incongruent melting of marly limestone: formation of carbonate melt and melilite–nepheline paralava in the Khamaryn–Khural–Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2021. – V. 176. – 38.
73. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты – субвулканические аналоги литий-фтористых гранитов // М.: Наука. – 1976. – 124 с.
74. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // *Докл. АН.* – 2007. – Т. 413 (2). – С. 244–250.
75. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // *Петрология.* – 2010. – Т. – 18 (5). – С. 536–566.
76. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // *Геология и геофизика.* – 2011. – Т. 52 (11). – С. 1776–1789.
77. Машковцев Г.А., Коротков В.В., Печенкин И.Г., Покалов В.Т., Рогожин А.А. Минерально-сырьевой потенциал металлургии России // *Разведка и охрана недр.* - 2008. - № 9. – С. 63-68.
78. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ниобиевые, танталовые руды и редкоземельные элементы. Утв. распоряж. МПР РФ № 37-р от 05.06.2007 г. М., ГКЗ. - 2007. – 43 с.
79. Пикалова В.С. Геолого-экономическая оценка нового потенциально-промышленного типа ниобиевых руд на примере Большетагнинского месторождения // *Диссертация на соискание учёной степени к.г.-м.н. Москва.* - 2017. - 136 с.
80. Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. О возрасте гелиодора Супруновского пегматитового месторождения (Северо-Байкальская провинция): U-Pb изотопные данные по циркону (ID TIMS) // *VIII Российская конференция по изотопной геохронологии «Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов».* - 2022. - С. 130-131.
81. Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. – Новосибирск: Наука. - 1981. - 199 с.

82. Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Антипин В.С., Макагон В.М. Редкометалльные пегматоидные граниты – маркеры начала герцинского внутриплитного этапа развития в Ольхонском регионе Прибайкалья // Геология и геофизика. - 2018. - Т. 59 (12). - С. 2040-2054.
83. Antipin V., Makrygina V., Kushch L., Sheptyakova N. The age and geochemical evolution of granite magmatism in Olkhon region from Caledonian syncollisional ore-free granite to the raremetal granite and pegmatite of Middle Paleozoic intraplate setting // China Geology. - 2024. - V.7(1). P. 63-79.
84. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. - № 5. - С. 3-29.
85. Sobolev N.V., Dobretsov N.L., Bakirov A.B., Shatsky V.S. Eclogites from various types of metamorphic complexes in the USSR and the problems of their origin // Geological Society of America Memoir. – 1986. – V. 164. – P. 349–363.
86. Бакиров А.Б., Тагири М., Такасу А., Сакиев К.С., Орозбаев Р.Т., Бакиров А.А., Тогонбаева А.А., Сатыбаев М.М., Баслакунов Ж.У. (U)HP террейны Тянь-Шаня. Бишкек. - 2017. - 232 с.
87. Скобленко А.В., Дегтярев К.Е. Раннепалеозойские высоко- и ультравысокобарические комплексы западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса: возраст, условия и модели формирования // Петрология. – 2021. – Т. 29(3). – С. 256–291.
88. Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A., Yakubchuk A.S., Tolmacheva T.Y., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic-Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge (Northern Tian Shan) Caledonides // Geotectonics. – 2013. – V. 47(6). – P. 377–417.
89. Klemd R., Gao J., Li J.L., Meyer M. Metamorphic evolution of (ultra)-high-pressure subduction-related transient crust in the South Tianshan Orogen (Central Asian Orogenic Belt): geodynamic implications // Gondwana Research. – 2015. – V. 28. – P. 1–25.
90. Alexeiev D.V., Biske Yu.S., Djenchuraeva A.V et al. Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: no Triassic subduction // Journal of Asian Earth Sciences. – 2019. – V. 173. – P. 54–60.
91. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. – 2011. – V. 42. – P. 805–820.

92. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. – 2012. – V. 21. – P. 901–927.
93. Hegner E., Klemm R., Kroner A., Corsini M., Alexeiev D.V., Iaccheri L.M., Zack T., Dulski P., Xia X., Windley B.F. Mineral ages and P–T conditions of late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of melange sediments from Atbashi in the south Tianshan orogen of Kyrgyzstan // *American Journal of Science*. – 2010. – V. 310. – P. 916–950.
94. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation // *Tectonics*. – 2011. – V. 30. – TC6016.
95. Loury C., Rolland Y., Guillot S., Lanari P., Ganino C., Melis R., Jourdon A., Petit C., Beyssac O., Gallet S., Monie P. Tectonometamorphic evolution of the Atbashi high-P units (Kyrgyz CAOБ, Tien Shan): implications for the closure of the Turkestan Ocean and continental subduction–exhumation of the South Kazakh continental margin // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2018. – V. 36. – P. 959–985.
96. Biske Yu.S., Konopelko D.L., Seltnann R. Paleozoic collisional belt of the South Tien Shan: a review // *Earth-Science Reviews*. – 2024. – V. 248. – P. 104637.
97. Tagiri M., Yan T., Bakirov A., Akajima N., Uchium S. Mineral parageneses and metamorphic P–T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyzstan Tien-Shan // *The Island Arc*. – 1995. – V. 4. – P. 280–292.
98. Tagiri M., Takiguchi S., Ishida C., Noguchi T., Kimura M., Bakirov A., Sakiev K., Takahashi M., Takasu A., Bakirov A., Togonbaeva A., Suzuki A. Intrusion of UHP metamorphic rocks into the upper crust of Kyrgyzian Tien-Shan: P–T path and metamorphic age of the Makbal Complex // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2010. – V. 105(5). – P. 233–250.
99. Togonbaeva A., Takasu A., Tagiri M., Bakirov A.B., Bakirov A.A., Sakiev K. Newly described eclogites from the Neldy Formation, Makbal district, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2010. – V. 105(2). – P. 80–85.
100. Симонов В.А., Сакиев К.С., Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В. Условия формирования эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань) // *Геология и геофизика*. – 2008. – Т. 49. – С. 1067–1083.
101. Orozbaev R.T., Takasu A., Bakirov A.B., Tagiri M., Sakiev K.S. Metamorphic history of eclogites and country rock gneisses in the Aktyuz area, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan:

a record from initiation of subduction through to oceanic closure by continent–continent collision // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2010. – V. 28. – P. 317–339.

102. Klemm R., Hegner E., Bergmann H., Pfänder J.A., Li J.L., Hentschel F. Eclogitization of transient crust of the Aktyuz Complex during Late Palaeozoic plate collisions in the Northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 26(3–4). – P. 925–941.

103. Meyer M., Klemm R., Konopelko D. High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone // *Lithos*. – 2013. – V. 177. – P. 207–225.

104. Meyer M., Klemm R., Hegner E., Konopelko D. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2014. – V. 32. – P. 861–884.

105. Satybaev M., Ding L., Takasu A., Bakirov A., Sakiev K., Cai F., Orozbaev R., Bakirov A., Baslakunov J. Petrology of metamorphic rocks from the Atbashy complex, Southern Tien-Shan, Kyrgyzstan // *Geoscience Frontiers*. – 2018. – V. 9. – P. 1795–1807.

106. Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F., Sakiev K., Baruleva O., Ravna E., Lepekhina E. SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. – 2012. – V. 22. – P. 300–309.

107. Konopelko D., Klemm R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: geochemistry and SHRIMP zircon geochronology // *European Journal of Mineralogy*. – 2016. – V. 28(6). – P. 1233–1253.

108. Rojas-Agramonte Y., Herwartz D., García-Casco A., Kröner A., Alexeiev D.V., Klemm R., Buhre S., Barth M. Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: evidence from Lu–Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2013. – V. 166. – P. 525–543.

109. Togonbaeva A., Takasu A., Bakirov A.A., Sakurai T., Tagiri M., Bakirov A.B., Sakiev K. CHIME monazite ages of garnet-chloritoid-talc schists in the Makbal Complex, Northern Kyrgyz Tien-Shan: first report of the age of the UHP metamorphism // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2009. – V. 104(2). – P. 77–81.

110. Sang M., Xiao W., Bakirov A., Orozbaev R., Sakiev K., Zhou K. Oblique wedge extrusion of UHP/HP complexes in the Late Triassic: structural analysis and zircon Tarim Craton: implications for tectonic setting and affinity with Gondwana // *International Geology Review*. 2016. – V. 61(17). – P. 2100–2117.

111. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltnmann R.

Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 26. – P. 957–974.

112. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I., Perepelov A.B. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyn-Nuruu area (SW Mongolia): crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018. – V. 167. – P. 33–51.

113. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Wang K.-L. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos*. – 2019. – V. 342–343. – P. 76–96.

114. García-Casco A., Torres-Roldá R.L., Millá G., Monié P., Schneider J. Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, Northern Serpentinite Melange, Cuba: a record of tectonic instability during subduction? // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2002. – V. 20. – P. 581–598.

115. Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2007. – V. 25. – P. 703–713.

116. Kohn M.J. A refined zirconium-in-rutile thermometer // *American Mineralogist*. – 2020. – V. 105. – P. 963–971.

117. Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л. Изотопно-геохимические свидетельства коровой контаминации эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны // *Геология и геофизика*. – 2018. – Т. 59(12). – P. 1958–1978.

118. Кепежинская В. Л. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука. - 1979. - 312 с.

119. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // *Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции*. Выпуск 46. Москва: Наука. - 1990. - 77 с.

120. Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Кайнозойский вулканизм Монголии // *Российский журнал наук о Земле*. - 2000. - Т. 2 (2). – С. 153-183.

121. Асеева А.В., Высоцкий С.В., Карабцов А.А., Александров И.А., Чувашова И.С.. Трансформация гранатовых мегакристов под воздействием щелочных базальтовых магм // *Тихоокеанская геология*. – 2014. Т. 33 (2). С. 53-63.

122. Aseeva A., Avchenko O., Karabtsov A., Chashchin A., Vysotskiy S., Yakovenko V., Zarubina N., Kharitonova N. Melt Pockets in Garnet Megacrysts from Cenozoic Alkali Basalts of the Shavaryn Tsaram Vicinity, Mongolia // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. - 2022. - V. 96(1). - P. 111-122.

123. Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Y., Dril S., Didenko A., Dalai-Erdene E., Puzankov M., Zhgilev A. Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul Volcanic Centers in Northern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry, and Magma Sources // *Minerals*. - 2020. - V.10 (7). - Article № 612.
124. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Энхбат Д.-Э., Жгилев А.П., Пузанков М.Ю. Новые данные о составе пород и возрасте Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии // *Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых)*. - 2021. – Т. 3. - С. 201-203.
125. Ancuta L.D. Toward an Improved Understanding of Intraplate Uplift and Volcanism: Geochronology and Geochemistry of Intraplate Volcanic Rocks and Lower-Crustal Xenoliths / - *Theses and Dissertations*. - 2017. - 2486.
126. Ancuta L.D., Zeitler P.K., Idleman B.D., Jordan B.T. Whole-rock $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, geochemistry, and stratigraphy of intraplate Cenozoic volcanic rocks, central Mongolia // *GSA Bulletin*. - 2018. - V. 130 (7/8). - P. 1397–1408.
127. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. - 1988. - V. 73 (9-10). - P. 1123–1133.
128. Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H. Winter F. An Updated Classification Scheme for Mantle-Derived Garnet, for Use by Diamond Explorers // *Lithos*. - 2004. - V. 77 (1-4). - P. 841–857.
129. Gose J., Schmädicke E. H₂O in omphacite of quartz and coesite eclogite from Erzgebirge and Fichtelgebirge, Germany // *Journal of Metamorphic Geology*. - 2021. - V. 40(4). - P. 665-686.
130. Zong, K., Liu, Y., Liu, X., Liu X., Zhang B. Trace elemental records of short-lived heating during exhumation of the CCSD eclogites // *Chinese Sci. Bull.* - 2007. - V. 52. - P. 813–824.
131. Carlson R.W., Ionov D.A., Compositional Characteristics of the MORB Mantle and Bulk Silicate Earth Based on Spinel Peridotites from the Tariat Region, Mongolia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 2019. - V. 257. - P. 206–223.
132. Harris N., Hunt A., Parkinson I., Tindle A., Yondon M., Hammond S. Tectonic implications of garnet-bearing mantle xenoliths exhumed by Quaternary magmatism in the Hangay dome, Central Mongolia // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 2010. - V. 160. - P. 67–81.

133. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors) // Geological Society of London. - 1989. - V. 42. - P. 313-345.
134. Sajeev K., Windley B.F., Connolly J.A.D., Kon Y. Retrogressed eclogite (20kbar, 1020°C) from the Neoproterozoic Palghat–Cauvery suture zone, southern India // Precambrian Research. - 2009. - V. 171 (1-4). - P. 23-36.
135. Lu N., Wang G., Fu Y., Peng Z. Implication of garnet zoning in high pressure-ultrahighpressure eclogite from Changning-Menglian suture zone, Bangbing area, Southeast Tibetan Plateau // Frontiers in Earth Science. - 2022. - V. 10. – P. 1-12.
136. Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В. Маркова М.Е., Ясныгина Т.А., Малых Ю.М. Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // Петрология. 2007. -Т. 15 (1). - С. 93-110.
137. Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Rev. Mineral. Geochemistry.- 2008. - V. 69. - P. 61–120.
138. Sun C., Liang Y. A REE-in-garnet–clinopyroxene thermobarometer for eclogites, granulites and garnet peridotites // Chemical Geology. - 2015. - V. 393-394. - P. 79-92.
139. Abbott R.N. Trace Element Thermometry of Garnet-Clinopyroxene Pairs, Revisited // Am. Mineral. - 2018. - V. 103 (7). - P. 1169–1171.
140. Neave D.A., Putirka K.D. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones //American Mineralogist. - 2017. - V. 102 (4). - P. 777-794.
141. Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous Gradations among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3–8 GPa // Journal of Petrology. - 2005. - V. 46 (8). - P. 1645–1659.
142. Litasov K., Tiniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift // CHEAS Monograph Series 5. - 2002. - 221 p.
143. Herzberg C. T. Solidus and liquidus temperatures and mineralogies for anhydrous garnet - lherzolite to 15 GPa // Physics of the Earth and Planetary Interiors. - 1983. - V.32. - P. 193-202.
144. Середкина А. И. Современное состояние исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта по сейсмологическим данным // Физика земли. - 2021. - № 2. - С.46-70.

145. Zorin, Y.A.; Turutanov, E.K.; Mordvinova, V.V.; Kozhevnikov, V.M.; Yanovskaya, T.B.; Treussov, A.V. The Baikal rift zone: The effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*. - 2003. - V. 371. - P. 153–173.
146. Yu X., Zeng G., Chen L., Hu S., Yu Z. Magma–magma interaction in the mantle recorded by megacrysts from Cenozoic basalts in eastern China // *International Geology Review*. - 2018. - V. 61. - P. 1-17.
147. He D.T., Liu Y.S., Tong X.R., Zong K.Q., Hu Z.C., Gao, S. Multiple exsolutions in a rare clinopyroxene megacryst from the Hannuoba basalt, North China: Implications for subducted slab–Related crustal thickening and recycling // *Lithos*. - 2013. - V. 177. - P. 136–147.
148. Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntafos T., Richter W. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): Application to composition and evolution of mantle melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2005. - V. 150. - P. 85–101.
149. Liu Y.D., Ying J.F. Origin of Clinopyroxene Megacrysts in Volcanic Rocks from the North China Craton: A Comparison Study with Megacrysts Worldwide // *International Geology Review*. – 2019. - V. 62. - P. 1-17.
150. Hu L., Pan S., Lu R., Zheng J., Dai H., Guo A., Yu L., Sun, H. Origin of gem-quality megacrysts in the Cenozoic alkali basalts from the Muling area, northeastern China // *Lithos*. - 2022. – V. 422-423 (6). – 106720.
151. Xu Z., Zhao Z., Zheng Y. Slab–mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong // *Lithos*. - 2012. - V. 146-147. - P. 202-217.
152. Li Y., Ma C., Robinson P. T. Petrology and geochemistry of Cenozoic intra-plate basalts in east-central China: Constraints on recycling of an oceanic slab in the source region // *Lithos*. - 2016. - V. 262. - P. 27-43.
153. Zeng G., Chen L., Yu X., Liu J., Xu X., Erdmann S. Magma-magma interaction in the mantle beneath eastern China // *Amer. geophysical union*. - 2017. - V. 122 (4). - P. 2763-2779.
154. Herzberg C., Asimow P. D., PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // *Geochem. Geophys. Geosyst.* - 2015. - V. 16. - P. 563–578.
155. 53. Lambart S., Baker M.B., Stolper E.M. The role of pyroxenite in basalt genesis: Melt-PX, a melting parameterization for mantle pyroxenites between 0.9 and 5 GPa // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. - 2016. - V. 121. - P. 5708–5735.
156. Marsh B.D. On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems // *J. Petrology*. - 1988. - V. 39 (4). - P. 553–599.

157. Cashman, K. V. & Marsh, B. D. (1988). Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1988. – V. 99. - P. 292–305.
158. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир. - 1988. - 384 с.
159. Windley B. The evolving continents. 3rd edition. JohnWily & Sons. Chichester, - 1995. - 526 p.
160. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*. 2003. – Т. 6. - С. 7-41.
161. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 500 000. Чита. - 1997. - 239 с.
162. Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Наука. Ленинград. - 1979. - 303 с.
163. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // *Геохимия*. - 1996. - № 8. - С. 723-737.
164. Медведев А.Я., Булгатов А.Н., Горнова М.А., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. Метавулканиды Кыранского блока (Восточное Забайкалье) // *Литосфера*. - 2007. - №1. - С. 138-146.
165. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // *Геотектоника*. - 2009. - №1. - С. 39-58.
166. Булгатов А.Н., Климук В.С. Шивохин Е.А. Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) // *Отечественная геология*. - 2010. - № 4. - С.54-60.
167. Jochum K.P., Verma S.P. Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB // *Chemical Geology*. - 1996. – 130. - P. 289-299.
168. Pearce J.F., Peate D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* - 1995. – V. 23. - P. 251-285.
169. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geoscience Frontiers*. - 2015. – V. 6. - P. 481-501.
170. Shervais J.W. The petrogenesis of modern and ophiolitic lavas reconsidered: Ti-V and Nb-Th // *Geoscience Frontiers*. – 2022. – V. 13. - 101319.

171. Дриль С.И., Кузьмин М.И., Носкова Ю.В., Зарубина О.В. Изотопные Sm-Nd характеристики ювенильной коры центральной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Доклады АН. – 2023. - Т. 509 (2). – С. 184-189.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОЕКТА

Статьи

1. Антипин В.С., Куш Л.В., Одгэрэл Д.О., Шептякова Н.В., Хубанов В.Б., Белозерова О.Ю. Возраст, минералогия, геохимия и рудоносность позднемезозойских редкометалльных гранитов и онгонитов в сравнении с известково-щелочным магматизмом (Монголия) // Геология и геофизика. - 2024. - Т.65 (12). - С. 1649-1666.
2. Воронцов А.А., Кузьмин М.И., Перепелов А.Б., Шацкий В.С. О юбилейной конференции «Современные направления развития геохимии» // Геология и геофизика. - 2024. - Т. 65(3). - С. 321-324.
3. Дриль С.И., Ковач В.П., Котов А.Б., Ван К., Ларин А.М., Иизука Ё., Ли Х. Гранодиориты Олёкминского комплекса Восточного Забайкалья: U-Pb LA-ICP-MS геохронология по цирконам и возрастное положение комплекса // Геодинамика и тектонофизика. - 2024. – Т. 15(1). - 0740.
4. Ефремов С.В., Горячев Н.А., Будяк А.Е., Скузоватов С.Ю., Блинов А.В. Использование цифровых моделей геологического строения для выделения палеовулканических структур, контролирующих порфировые рудные объекты // Геодинамика и тектонофизика. – 2024. – Т. 15 (2). – С. 1 – 11.
5. Иванов К.С., Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Дриль С.И., Степанов А.Е. О природе Хараматолоуской структуры и соотношении Войкаро-Сыншинского и Рай-Изского ультрамафитовых массивов Полярного Урала // Геодинамика и тектонофизика. – 2024. Т. 15(3). - 0758.
6. Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Малютина А.В., Семенова Д.В., Радомская Т.А., Крук М.Н., Прокопьев И.Р., Старикова А.Е., Рампилов М.О. Геохронология пород щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье): новые U-Pb данные // Геодинамика и тектонофизика. – 2024. Т. 15(1). - 0741.
7. Ильин А.А., Шацкий В.С., Рагозин А.Л. U-Pb возраст и минеральные включения в цирконе из алмазоносной гранат-пироксеновой породы месторождения микроалмазов Кумды-Коль (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. - 2024. - Т. 65(5). С. 655-674.
8. Канева Е.В., Белозерова О.Ю., Радомская Т.А., Шендрик Р.Ю. Ридмерджнерит и стиллуэллит-(Се) из щелочного массива Дара-й-Пиоз: к вопросу о высокотемпературном поведении боросиликатов // Литосфера. – 2024. - Т. 24(2). - С. 326-340.

9. Кузнецова Л.Г., Дриль С.И., Школьник С.И. Состав, возраст и источники сноса терригенных пород южной части Сангиленского блока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. - 2024. - Т. 65 (3). - С. 353-375.
10. Левицкий В. И., Ковач В. П., Котов А. Б., Резницкий Л. З., Левицкий И. В., Загорная Н. Ю. Sm–Nd-возраст святоноситов полуострова Святой Нос (Восточное Прибайкалье) // Доклады академии наук. Науки о Земле. – 2024. – Т. 518 (10). – С. 34-39.
11. Мартынов Ю.А., Рашидов В.А., Дриль С.И. Калиевый щелочной вулканизм вулкана Алайд (Курильские острова): роль субдукционного меланжа в магмогенезисе // Петрология. – 2024. - Т. 32(6). - С. 741–758.
12. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дмитриева А.С. Породы массива онгонитов Ары-Булак: взаимосвязи между геохимическими особенностями, минерально-фазовыми ассоциациями и процессами образования // Петрология. – 2024. – 32(3): 314–343.
13. Петрова В.В., Рашидов В.А., Перепелов А.Б., Силаев В.И., Аникин Л.П., Горькова Н.В., Михеев В.В. Рудные элементы и минералы в возгонах вулкана Алайд (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. - 2024. Т. 18(2). - С. 93-116.
14. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Хари К.Р., Чувашова И.С., Саранина Е.В. Магматические источники эволюционирующей континентальной тектоносферы Индии: генерация щелочных магматических комплексов с карбонатитами в массивах Самалпатти (Южная Индия) И Амба Донгар (Западная Индия) // Геодинамика и тектонофизика. = 2024. Т. 15(5). – 0783.
15. Сапегина А.В., Перчук А.Л., Шацкий В.С. Два типа симплектитов в ксенолите нижнекорового гранулит из кимберлитовой трубки Зарница (Якутия): запись Si-метасоматоза и декомпрессии // Геология и геофизика. - 2024. - Т. 65 (6). – С. 769-791.
16. Симонов В.А., Котляров А.В., Котов А.А., Перепелов А.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Условия образования игнимбритов вулкана Хангар (Камчатка) // Геология и геофизика. - 2024. - Т. 65 (7). – С. 965-984.
17. Скузоватов С.Ю., Тарасова Ю.И. Сульфидная минерализация в орогенных эклогитах Северо-Муйского блока (северо-восточное Забайкалье): генезис и первые данные об изотопном составе серы // Науки о Земле и недропользование. – 2024. - Т. 47 (1). - С. 35-43.
18. Смирнова Ю.Н., Куриленко А.В., Дриль С.И., Хубанов В.Б. Источники верхнепротерозойских терригенных отложений северо-западной части Аргунского массива, Центрально-Азиатский складчатый пояс: результаты U-Th-Pb геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2024. - Т. 32(3). - С. 3-31.

19. Смирнова Ю.Н., Куриленко А.В., Хубанов В.Б., Дриль С.И. Источники и палеогеодинамическая обстановка накопления терригенных отложений нижнекембрийской быстринской свиты Аргунского массива // Тихоокеанская геология. – 2024. – Т. 43 (2). – С. 40-58.
20. Третьяков А.А., Журавлев А.Н., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Скузоватов С.Ю., Федоров Б.В. Неопротерозойские вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы северного Улутау // Геотектоника. – 2024. – №3. – С. 3–28.
21. Anenburg M., Panikorovskii T.L., Jennings E.S., Shendrik R.Yu., Antonov A.A., Gavrilenko V. An Apatite-Group Praseodymium Carbonate Fluoroxylbritholite: Hydrothermal Synthesis, Crystal Structure, and Implications for Natural and Synthetic Britholites // Inorganic Chemistry. - 2024. - V. 63(25). - P. 11788-11801.
22. Antipin V., Makrygina V., Kushch L., Sheptyakova N. The age and geochemical evolution of granite magmatism in Olkhon region from Caledonian syncollisional ore-free granite to the raremetal granite and pegmatite of Middle Paleozoic intraplate setting // China Geology. - 2024. - V.7(1). - P. 63-79.
23. Danilova Y.V., Sharygin I.S., Gladkochub E.A. Nikolenko E.I., Bryansky N.V., Skuzovatov S.Yu., Gladkov A.S., Ivanov A.V., Koshkarev D.A., Letnikov F.A. Age of Alkaline Ultramafic Explosion Pipes of the Chapinskii Complex (Yenisei Ridge) // Dokl. Earth Sc. - 2024. - V. 518(2). - P. 1590-1595.
24. Dril S.I., Ivanova A.A., Kovach V.P., Kотов A.B., Salnikova E.B., Plotkina Ju.V., Zarubina O.V. Age and Origin of the Bereya Complex Granitoids from the Kamenka Terrane of the Mongol–Okhotsk Orogenic Belt: Results of U–Pb (ID-TIMS) Geochronological and Sm–Nd Isotope-Geochemical Studies // Doklady Earth Sciences. - 2024. – V. 516(1). – P. 872-877.
25. Gladkochub D.P., Ivanov A.V., Donskaya T.V., Motova Z.L., Brianskiy N.V., Reshetov E.V. Erratum to: First Evidence of the Precambrian Diamond Source of the Siberian Platform: U–Pb LA-ICP-MS Geochronological Studies of Detrital Zircon from Sedimentary Rocks of the Moti Group // Dokl. Earth Sc. – 2024. - V. 514(1). - P. 179.
26. Glushkova V.E., Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Olivine-Group Minerals from Melilite–Nepheline Paravas of Combustion Metamorphic Complexes of Mongolia // Geology of Ore Deposits. – 2024. – V. 65(8). - P. 875–885.
27. Kaneva E.V., Bogdanov A.I., Radomskaya T.A., Shendrik R.Y. Rare cyclosilicate odintsovitite $K_2Na_4Ca_3Ti_2Be_4Si_{12}O_{38}$: new crystal-chemical data // Mineralogy and Petrology. - 2024. – V. 118 (3). - P. 387–399.

28. Karimov A.A., Gornova M.A., Belyaev V.A., Skuzovatov S.Yu., Medvedev A.Ya., Bryanskiy N.V. In Situ Geochemical Evaluation of Retrograde Hydration Effects in the Peri-Siberian Forearc Mantle (Khara-Nur and Alag-Khadny Peridotite Complexes) // Minerals. - 2024, - V. 14(5). – 457.
29. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Shcherbakov Y.D. Neoproterozoic Lysan Alkaline–Ultramafic Complex in the Eastern Sayan, Southern Siberia, Russia: Mineralogical Constraints of Carbonate Rocks and Albitite for Petrogenesis // Minerals. - 2024. – V.14(3). - 290.
30. Marfin A.E., Bizimis M., Lightfoot P.C., Yogodzinski G., Ivanov A., Brzozowski M., Latyshev A., Radomskaya T. Constraints on the source of Siberian Trap magmas from Mo isotope evidence // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 2024. - V. 375. - P. 106-122.
31. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Pulyaeva I.A. Miocene Petit-Spot basanitic volcanoes on Cretaceous Alba Guyot (Magellan Seamount Trail, Pacific Ocean) // Geosciences. – 2024. – V. 10(12). - 252.
32. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Formation conditions of unusual extremely reduced High-temperature mineral assemblages in rocks of combustion metamorphic complexes // Crystals – 2024. – V. 14(12). - 1052.
33. Shatsky V.S., Wang Q., Ragozin A.L., Su W., Ilyin A.A. Connection between tectonothermal events of the Yakutian kimberlite province and assembly of the Siberian craton // Precambrian Research. - 2024. - V. 405. – 107379.
34. Skoblenko A.V., Degtyarev K.E., Travin A.V., Batanova V.G., Skuzovatov S.Yu., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Larionov A.N., Ryazantsev K.M. Two episodes of Early Palaeozoic high-pressure metamorphism in North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan, western Central Asian Orogenic Belt): evidence for tectonic evolution of Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. – 2024. – V. 482–483. – 107672.
35. Skuzovatov S.Yu., Skoblenko A.V., Vezinet A., Karimov A.A., Tsujimori T. The impact of exhumation onto fluid-mobile element budget and Rb-Sr isotope heterogeneity of the subducted eclogitic crust (Alag-Khadny, SW Mongolia) // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2024. – V. 179. – 100.
36. Skuzovatov S.Yu., Wang K.-L., Li X.-H., Iizuka Y., Shatsky V.S. Zircon trace-element and isotope (U-Pb, Lu-Hf, $\delta^{18}\text{O}$) response to fluid-deficient metamorphism (North Muya, Eastern Siberia) // Geological Society London Special Publications. – 2024. – V. 537(1). – P. 285–311.
37. Sokol A.G., Kozmenko O.A., Kruk A.N., Skuzovatov S.Yu., Kiseleva D.V. Trace-element mobility in pelite-derived supercritical fluid-melt at subduction-zone conditions // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2024. – V. 179. – P. 50.

38. Tupitsyn A.A, Yasko S.V., Bychinsky V.A., Peretyazhko I.S., Glushkova V.E. Thermodynamic assessment of phase diagrams of calcite and CaO–CaCO₃ system // *Materialia* – 2024. – V. 34. - 102106.
39. Rasskazov S.V., Chuvashova I., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // *Geosystems and Geoenvironment*. – 2024. - DOI: 10.1016/j.geogeo.2024.100295
40. Shendrik R., Kaneva E., Pankratova V., Pankrushina E., Radomskaya T., Gavrilenko V., Loginova P., Pankratov V. Intrinsic luminescence and radiation defects in scapolite // *Chemical Physics Letters*. - 2024. V. 838. – 141081.
41. Shendrik R., Kaneva E., Pankratova V., Pankrushina E., Radomskaya T., Gavrilenko V., Loginova P., Pankratov V. Corrigendum to “Intrinsic luminescence and radiation defects in scapolite” // *Chemical Physics Letters*. - 2024. V. 840. – 141141.
42. Volynets A.O., Nekrylov N., Kostitsyn Yu., Goltsman Yu., Pevzner M., Perepelov A., Lebedev V., Tolstykh M., Babansky A. Deciphering mantle source heterogeneity in space and time in the back-arc of a contemporary subduction system: A regional study of the Sredinny Range, Kamchatka // *Lithos*. – 2024. - V. 476–477. – 107605.
43. Vorontsov A.A., Federyagina E.N., Dril S.I., Sasim S.A., Travin A.V., Budyak A.E. The Jurassic–Cretaceous K-rich Volcanism of the Nercha Depression in Eastern Transbaikalia and Its Geodynamic Nature // *Doklady Earth Sciences*. - 2024. - V. 516(2). P. 1015-1022.

Доклады на научных мероприятиях

1. Акулова Ю.В., Кузнецова Л.Г., Белозерова О.Ю. Особенности состава колумбитов из сподумен-амазонитовых пегматитов Сангиленского нагорья // *Материалы XI Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск*. - 2024. - С. 3-5.
2. Ефремов С. В. Базитовый и гранитоидный магматизм как источник информации о строении и процессах, сформировавших континентальную литосферу Тувино-Монгольского микроконтинента // *Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы V Всероссийской конференции с участием иностранных ученых, посвященной памяти академика Н. А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения. Иркутск*. - 2024. – С.41-43.
3. Левицкий В.И. Резницкий Л.З., Левицкий И.В. Литогенез и питающие провинции метатерригенных пород в архейско–палеопротерозойских комплексах Сибирского кратона и фанерозойских подвижных поясах в его обрамлении // *Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы V Всероссийской*

конференции с участием иностранных ученых, посвященной памяти академика Н.А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения. Иркутск. - 2024. – С. 85-89.

4. Левицкий В.И., Левицкий И.В., Белозерова О.Ю. Самородные соединения в импактных образованиях Бобруйского выступа Восточно-Европейского кратона // Материалы Годичного собрания РМО: Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий. Апатиты. - 2024. – С. 68 -71.

5. Левицкий И.В., Левицкий В.И., Белозерова О.Ю. Турмалиновая минерализация в Шарыжалгайском комплексе Юго-Западного Прибайкалья // Материалы Годичного собрания РМО: Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий. Апатиты. - 2024. – С. 179-181.

6. Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Геолого-минералогическая характеристика и условия образования пород пирометаморфических комплексов Монголии // Металлогения древних и современных океанов-2024. Рудогенез: Материалы XXX научной молодежной школы им. проф. В.В. Зайкова. Миасс. - 2024. - С. 92-96.

7. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Глушкова В.Е. Условия формирования пород пирометаморфических комплексов Монголии при современных и древних природных угольных пожарах в осадочных толщах // Теисы докладов: IX Международный симпозиум «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». Бишкек. - 2024. – С.58-59.

8. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дмитриева А.С. Особенности состава Рамановской спектроскопии включений карбонатного ($\text{CaCO}_3 \pm \text{SrSO}_4 \pm \text{CaF}_2$) расплава, барита-целестина $(\text{Ba},\text{Sr})\text{SO}_4$ и флюидных сред в мелилит-нефелиновых паралавах // Материалы Годичного собрания РМО: Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий. Апатиты. – 2024. – С. 149-150.

9. Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Минералы группы шпинели в породах пирометаморфических комплексов Монголии // Материалы научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск. - 2024. - Выпуск 22. – С. 60-61.

10. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А. Миоценовые базанитовые *petit-spot* вулканы на меловом Гайоте Альба (Магеллановы горы, Тихий океан): геохронологические и биостратиграфические данные // Материалы научной конференции «Геодинамическая

эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск. - 2024. - Выпуск 22. – С. 244-246.

11. Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. “Геохимические особенности пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье // Материалы научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск. - 2024. - Выпуск 22. – С. 92-94.

12. Скузоватов С.Ю., Скобленко А.В., Везине, А., Батанова В.Г. In-situ LA-ICP-MS/MS Rb-Sr исследования высокobarических пород: роль метасоматоза, деформаций и ограничения термохронологических построений // Материалы Первой всероссийской конференции с международным участием «Геотермохронология: методы, фундаментальные и прикладные исследования». Казань. – 2024. - С. 100-103.

13. Скузоватов С.Ю., Чен Х., Скобленко А.В., Везине А. Хронология высокobarического метаморфизма и проблема выделения субдукционных событий в аккреционных поясах (на примере ЮЗ Монголии) // Материалы научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск. - 2024. - Выпуск 22. – С. 292-294.

14. Skoblenko, A.V., Skuzovatov, S.Yu. Imprints of eclogite-facies metasomatism in the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan, west Central Asian Orogenic Belt) // International Geological Congress. Busan, South Korea. – 2024.

15. Skuzovatov, S.Yu., Skoblenko, A.V., Vezinet, A., Batanova, V.G. Fluid flow and isotopic inheritance in the subducted eclogitic crust recorded by in-situ Rb-Sr isotopes (North Balkhash ophiolite zone, Central Kazakhstan) // International Geological Congress. Busan, South Korea. – 2024.

16. Радомская Т.А., Гавриленко В.В., Шендрик Р.Ю., Канева Е.В., Митичкин М.А., Шарыгин И.С. Новые данные об эдингтоните из щелочных пегматитов массива Инагли (Якутия): химический состав и КР-спектроскопия // Сборник тезисов XX Международного совещания по кристаллохимии, рентгенографии и спектроскопии минералов, и VI Международного совещания по органической минералогии. Санкт-Петербург. - 2024. - С. 131.

17. Жгилев А.П., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Каримов А.А. Мегакристаллы пироксенов и гранатов Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии: условия происхождения и процессы преобразования под воздействием базальтовых магм // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы V Всероссийской конференции с участием иностранных ученых, посвященной памяти академика Н.А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения. Иркутск. - 2024. – С. 47-51.

18. Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Палесский С.В., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Жгилев А.П. Индикаторная роль элементов платиновой группы в установлении источников щелочно-базальтовых и пег-адакитовых магм кайнозойских вулканических комплексов Камчатки // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XXVII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. – 2024. - С. 114-117.

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ТАБЛИЦЫ И РИСУНКИ

Таблица Б.1 - Минеральный состав пород Большешагнинского массива

Этапы формирования массива	Ранний этап	Основной этап			Карбонатитовый этап			
Порода	Не-Рх породы серии	Не сиениты	Микроклины	Апатит-слюдистые породы	Карбонатиты разных стадий			Силико-карбонатиты метасоматиты
Минерал					I	II	III	
Нефелин	45–50	25–30	Либенерит 20–25	-	-	-	-	-
Диопсид	5–30	15–20	-	-	-	-	-	-
Эгирин	-	-	-	-	-	-	Ед. зн.	1–2
Аннит	5–20	7–10	5–8	-	-	-	-	5–10
Тетраферрианит	-	-	-	40–80	-	-	-	-
Андрадит меланит	5–8	-	-	-	-	-	-	-
Калиевый полевой шпат	1–7	20–30	50–80	3–5	-	-	-	-
Альбит	-	-	-	-	-	-	Ед. зн.	10
Титансодержащий магнетит	1–3	4–6	Ед. зн.	1–7	-	-	-	-
Фторapatит *	5–7	5–7	1–2	12–28	0–1	0–10	Ед. зн.	5–8
Кальцит	0–1	-	1–15	-	90–98	70	85	30–50
Доломит	-	-	-	-	-	5–10	5–10	0–5
Анкерит	-	-	-	-	-	-	Ед. зн.	1–2
Сидерит	-	-	-	-	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Синхизит-(Се) *	-	-	-	-	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	-
Паризит *	-	-	-	-	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	-
Монацит-(Се) †	-	-	-	-	-	Ед. зн.	Ед. зн.	-
Фторкальциопирохлор *	0–0,5	0–0,5	0–1	0,5–6	Ед. зн.	0–4	-	0–2
Гаттчетоит †	-	-	-	Ед. зн.	-	-	-	Ед. зн.
Ферроколумбит *	-	-	0–1	1–6	Ед. зн.	0–1	-	Ед. зн.
Барит	-	-	-	-	-	-	Ед. зн.	Ед. зн.
Циркон †	-	-	-	Ед. зн.	-	-	-	-
Кварц	-	-	-	-	-	0–1	-	1–2
Рутил †	-	-	Ед. зн.	Ед. зн.	-	Ед. зн.	-	0–1
Ильменорутит †	-	-	-	-	-	Ед. зн.	-	-
Ильменит Pm†	-	-	-	2	-	-	-	-

Таблица Б.2 - Средние содержания редких элементов (ppm) в пироксенах и гранатах Тэсийнгольского вулканического ареала по данным LA-ICP-MS анализа

Минерал	Cpx ^M	Grt ^M	Grt ^P	BHVO-2G*	2σ	BHVO-2G	Минерал	Cpx ^M	Grt ^M	Grt ^P	BHVO-2G*	2σ	BHVO-2G
n*	31	4	7	14		GEOREM	n*	31	4	7	14		GEOREM
Sc	18.0	16.4	91.7	32.1	1.2	33	Ce	20.9	0.7	0.04	36.8	1.16	37.6
V	97.0	42.3	90.5	322.1	13.0	308	Pr	4.34	0.37	0.02	5.12	0.28	5.35
Cr	1.4	0.6	3894	281.7	5.4	293	Nd	26.2	5.1	0.3	23.8	1.23	24.5
Co	50.4	49.9	42.7	44.2	0.8	44	Sm	8.2	6.2	0.5	6.0	0.33	6.1
Ni	14.0	1.1	43.2	115.6	5.0	116	Eu	2.50	3.29	0.39	2.02	0.14	2.07
Cu	2.3	0.1	0.1	115.1	3.4	127	Gd	7.35	16.81	1.96	5.86	0.47	6.16
Zn	348.2	217.8	14.6	129.2	7.6	102	Tb	0.94	3.87	0.51	0.87	0.09	0.92
Ga	26.8	16.7	4.7	20.6	0.6	22	Dy	4.17	27.67	4.42	5.03	0.37	5.28
Sr	203.7	0.8	0.1	398.7	14.2	396	Ho	0.52	5.42	1.13	0.94	0.11	0.98
Y	11.9	133.2	29.8	23.3	1.2	26	Er	0.82	12.36	3.76	2.41	0.19	2.56
Zr	119.4	25.1	25.4	158.6	7.0	170	Tm	0.06	1.30	0.57	0.29	0.05	0.34
Nb	0.39	0.02	0.02	17.41	0.52	18.3	Yb	0.26	6.28	4.24	1.95	0.17	2.01
Sn	2.03	0.51	0.37	1.89	0.14	2.6	Lu	0.021	0.570	0.626	0.252	0.048	0.279
La	4.76	0.05	0.01	14.98	0.66	15.2	Hf	4.80	0.41	0.46	4.19	0.27	4.32

Примечание. Cpx^M – мегакристаллы пироксена, Grt^M – мегакристаллы граната, Grt^P – гранаты из перидотитов. BHVO-2G* - средние измеренные содержания редких элементов в стандартном образце, 2σ – двойное СКО при измерениях содержаний редких элементов в стандартном образце, BHVO-2G – содержания редких элементов в стандартном образце базальтового стекла по данным GEOREM (http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/sample_query_pref.asp).