

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

Per. № 121102500039-6

УТВЕРЖДАЮ

Директор ИГХ СО РАН,

доктор геолого-минералогических наук

А.Б. Перепелов

2024 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 № 3 от 26 января 2024 г.

Руководитель проекта, главный научный сотрудник,

доктор геолого-минералогических наук

А.Б. Перепелов

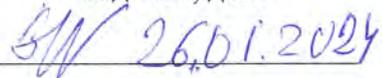
Иркутск 2023

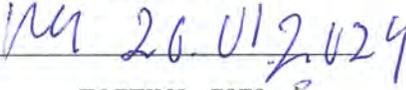
СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

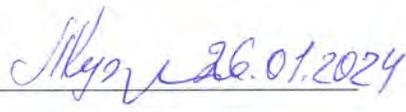
Руководитель проекта, доктор геолого-минералогических наук  26.01.2024 А.Б. Перепелов
подпись, дата (введение, заключение)

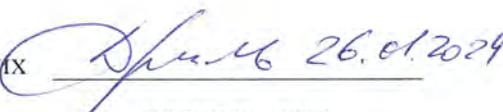
Ответственные исполнители:

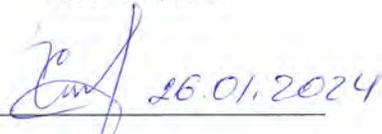
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  26.01.2024 В.С. Антипин,
подпись, дата (раздел 1)

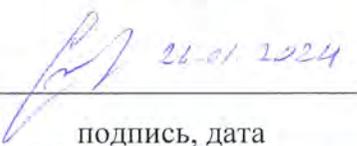
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  26.01.2024 В.А. Макрыгина
подпись, дата (разделы 1)

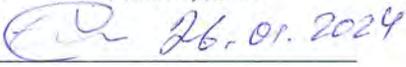
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  26.01.2024 В.И. Левицкий
подпись, дата (раздел 3)

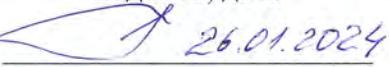
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  26.01.2024 Л.Г. Кузнецова
подпись, дата (раздел 2)

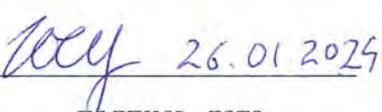
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  26.01.2024 С.И. Дриль
подпись, дата (раздел 4)

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  26.01.2024 Е.А. Савина
подпись, дата (раздел 6)

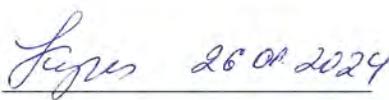
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  26.01.2024 С.Ю. Скузоватов
подпись, дата (раздел 5)

Старший научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  26.01.2024 С.В. Ефремов
подпись, дата (раздел 7)

Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  26.01.2024 А.Б. Перепелов
подпись, дата (раздел 7)

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  26.01.2024 Ю.Д. Щербаков
подпись, дата (раздел 8)

Исполнители:

Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  26.01.2024 Л.В. Куш
подпись, дата (раздел 1)

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук
Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук
Младший научный сотрудник,
геолого-минералогических наук
Младший научный сотрудник
Главный научный сотрудник,
академик РАН
Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук
Младший научный сотрудник
Нормоконтролер

Шептякова 26.01.2024 Н.В. Шептякова
подпись, дата (раздел 1)
И.В. Левицкий 26.01.2024 И.В. Левицкий
подпись, дата (раздел 3)
Ю.В. Носкова 26.01.2024 Ю.В. Носкова
подпись, дата (раздел 4)
А.С. Дмитриева 26.01.2024 А.С. Дмитриева
подпись, дата (раздел 6)
В.С. Шацкий 26.01.2024 В.С. Шацкий
подпись, дата (раздел 5)
С.С. Цыпукова 26.01.24 С.С. Цыпукова
подпись, дата (раздел 7)
А.П. Жгилев 26.01.2024 А.П. Жгилев
подпись, дата (раздел 7)
Т.Ю. Гармышева 26.01.2024 Т.Ю. Гармышева
подпись, дата

РЕФЕРАТ

Стр. 97, рис. 38, лит. 157, прилож. 1.

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

В соответствии с темой проекта в 2023 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 исследования пирометаморфических комплексов Монголии и адакитового магматизма Забайкалья и Камчатки.

Исследована сульфидная минерализация в орогенных эклогитах континентального типа Северо-Муйского блока в обрамлении Сибирского кратона. Установлено, что в составе метаосадочных пород аккреционного клина Монголо-Охотского орогенного пояса существенно преобладает более древнее рециклированное коровое вещество. Получены новые данные по геохимии, минералогии, процессам и условиям образования пород пирометаморфического комплексов Центральной и Восточной Монголии – Нилгинского и Хамарин-Хурал-Хид. Исследован вклад производных слэбовых магм в металлогению золота на примере Восточного Саяна и Восточного Забайкалья. Систематизированы петрогеохимические, изотопно-геохронологические, металлогенические данные по метаосадочным породам Фенноскандинавского и Сибирского кратонов, а также подвижных поясов в его обрамлении и Памира. Впервые получены петрогеохимические, изотопные и геохронологические характеристики терригенных пород южной части Сангиленского блока ЦАСП. Проведен сравнительный анализ крупных многофазных плутонов гранитоидов в Центральной и Восточной Монголии (Бага-Хэнтэйский, Хошутулинский и Их-Наротин Хидский), относящихся к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда. Продолжено изучение магнезиальных метасоматитов Кутимского блока Чуйской глыбы.

Государственное задание по проекту в 2023 году выполнено в полном объеме. В 2023 году по теме проекта опубликовано 16 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 2 статьи WOS квартилей Q1 и Q2, представлено 11 устных докладов на всероссийских научных конференциях. Направлено в печать с опубликованием в российских журналах в 2024 году 8 статей.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|----|
| ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ..... | 7 |
| ВВЕДЕНИЕ..... | 8 |
| ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА | |
| Раздел 1 Изотопно-геохимические и петрологические исследования разновозрастного редкометалльного гранитного магматизма и пегматитов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Прибайкалье, Монголия)..... | 10 |
| Раздел 2 Природа и состав источников вещества докембрийских вулканогенно-терригенных осадочных пород Южного Сангилена..... | 16 |
| Раздел 3 Закономерности осадкообразования от раннего докембрия до кайнозоя на примере метаосадочных пород докембрийских комплексов Сибирского кратона, Фенно-Скандинавского щита, Бадахшанского массива и альпийских подвижных поясов..... | 22 |
| Раздел 4 Природа и состав источников вещества позднепалеозойских и раннемезозойских субдукционных и постаккреционных вулканических серий пород Монголо-Охотского орогенного пояса..... | 38 |
| Раздел 5 Характеристика поведения рудных и сопутствующих несовместимых элементов в зонах субдукции океанического и континентального типов по данным исследования сульфидов из высокобарических пород..... | 48 |
| Раздел 6 Определение P-T-X параметров образования карбонатного расплава и нефелин-мелилитовых паралав при низкобарических термических трансформациях карбонатно-силикатных осадочных толщ, состав и свойства редких и новых минералов пирометаморфических комплексов Монголии..... | 57 |
| Раздел 7 Источники и процессы формирования фанерозойских адакитовых комплексов пород в палеогеодинамических обстановках САОВ и современной островодужной системы Камчатки | 62 |
| 7.1 Центрально-Азиатский складчатый пояс..... | 62 |
| 7.2 Континентальная окраина Камчатки – индикаторная роль элементов платиновой группы в происхождение щелочных базальтовых и адакитовых магм... | 68 |
| Раздел 8 Минералогические и изотопно-геохимические исследования бимодальной базальт-трахит-пантеллеритовой серии пород Цагаан-уульского дайкового пояса в Северной Монголии | 73 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ..... | 75 |

| | |
|---|----|
| СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ..... | 78 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ А. СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОЕКТА..... | 93 |

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
- ТТГ – трондъемит-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 2023 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 не только в Прибайкалье и Забайкалье, но также и на территории Монголии и Камчатки с целью получения сравнительных данных.

В 2023 году проводились и выполнены исследования в соответствии со следующими поставленными в проекте задачами:

- изотопно-геохимические и петрологические исследования разновозрастного редкометалльного гранитного магматизма и пегматитов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Прибайкалье, Монголия);

- закономерности осадкообразования от раннего докембрия до кайнозоя на примере метаосадочных пород докембрийских комплексов Сибирского кратона, Фенно-Скандинавского щита, Бадахшанского массива и альпийских подвижных поясов;

- природа и состав источников вещества докембрийских вулканогенно-терригенных осадочных пород Южного Сангиленга;

- природа и состав источников вещества позднепалеозойских и раннемезозойских субдукционных и постаккреционных вулканических серий пород Монголо-Охотского орогенного пояса;

- определение P-T-X параметров образования карбонатного расплава и нефелин-мелилитовых паралав при низкобарических термических трансформациях карбонатно-силикатных осадочных толщ, состав и свойства редких и новых минералов пирометаморфических комплексов Монголии;

- характеристика поведения рудных и сопутствующих несовместимых элементов в зонах субдукции океанического и континентального типов по данным исследования сульфидов из высокобарических пород;

- источники и процессы формирования фанерозойских адакитовых комплексов пород в палеогеодинамических обстановках САОВ и современной островодужной системы Камчатки.

Дополнительно продолжены минералогические и изотопно-геохимические исследования бимодальной базальт-трахит-пантеллеритовой серии пород Цагануульского дайкового пояса в Северной Монголии.

В исследованиях участвовали научные коллективы лаборатории геохимии изотопов и лаборатории геохимии гранитоидного магматизма и метаморфизма, петрологии и генетической минералогии Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. В их составе: 1 академик РАН, 5 докторов наук, 10 кандидатов наук, 2 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 главные результаты проведенных в 2023 году исследований, раскрывающих методы исследований, объем полученных данных и главные выводы.

Государственное задание по проекту в 2023 году выполнено в полном объеме. В 2023 году по теме проекта опубликовано 16 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 2 статьи WOS квартилей Q1 и Q2, представлено 11 устных докладов на всероссийских научных конференциях. Направлено в печать 8 статей с опубликованием в российских журналах в 2024 году.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА

Раздел 1 Изотопно-геохимические и петрологические исследования разновозрастного редкометалльного гранитного магматизма и пегматитов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Прибайкалье, Монголия)

Бага-Хэнтэйский плутон (225-195 млн. лет) в составе Дауро-Хэнтэйского батолита находится в центре раннемезозойского (MZ_1) магматического ареала. Его образование связывается с воздействием Монгольского плюма на нижние горизонты континентальной коры в зоне коллизионного сжатия, возникшей при закрытии Монголо-Охотского океана [1]. Массив представлен палингенными K_2O-Na_2O гранитоидами, известково-щелочного ряда. По данным изотопно-геохимических исследований в образовании Бага-Хэнтэйского плутона и его обрамления участвовали мантийные и коровые источники расплавов [2]. В Центральной Монголии наиболее представительным среди позднемезозойских (MZ_2) известково-щелочных гранитоидов является Их-Наротин-Хидский массив, который по размерам, многофазному строению и петрографическим характеристикам пород близок к Бага-Хэнтэйскому плутону (MZ_1), но находится на периферии ареала. К наименее исследованным в регионе относятся также рудоносные Барун-Цогтинские интрузии редкометалльных Li-F гранитов, расположенные в Южно-Керуленском поднятии Монголии.

Первые возрастные данные по породам Их-Наротин-Хидского массива были получены K-Ar методом по биотитам из гранитов (131-122 млн лет) [3]. Раннемеловой возраст гранитоидов исследуемого массива (136–130 млн лет) был подтвержден U-Pb по цирконам, а также $^{40}Ar/^{39}Ar$ методами [4]. Петрогеохимическая близость пород Их-Наротин-Хидского массива к составу вмещающих гнейсов даёт основание относить последние к наиболее вероятному субстрату при образовании палингенных гранитов известково-щелочного ряда. В отличие от Бага-Хэнтэйского плутона магматические расплавы Их-Наротин-Хидского массива формировались в рифтогенной обстановке растяжения, с проявлением пегматоидных шлиров и постмагматических образований с ассоциирующей редкометалльной минерализацией (W, Sn, Be, флюорит).

Существенно калиевые граниты главных фаз Их-Наротин-Хидского массива имеют более высокий уровень концентраций большинства элементов: литофильных (Li, Cs, Rb, Sn), халькофильных (Pb, Zn) и высокозарядных (Nb, Ta, Hf, Th, U). В них также проявлен минимум содержаний Ba, Sr, Eu по сравнению с гранитоидами Бага-Хэнтэйского плутона (Рисунок 1).

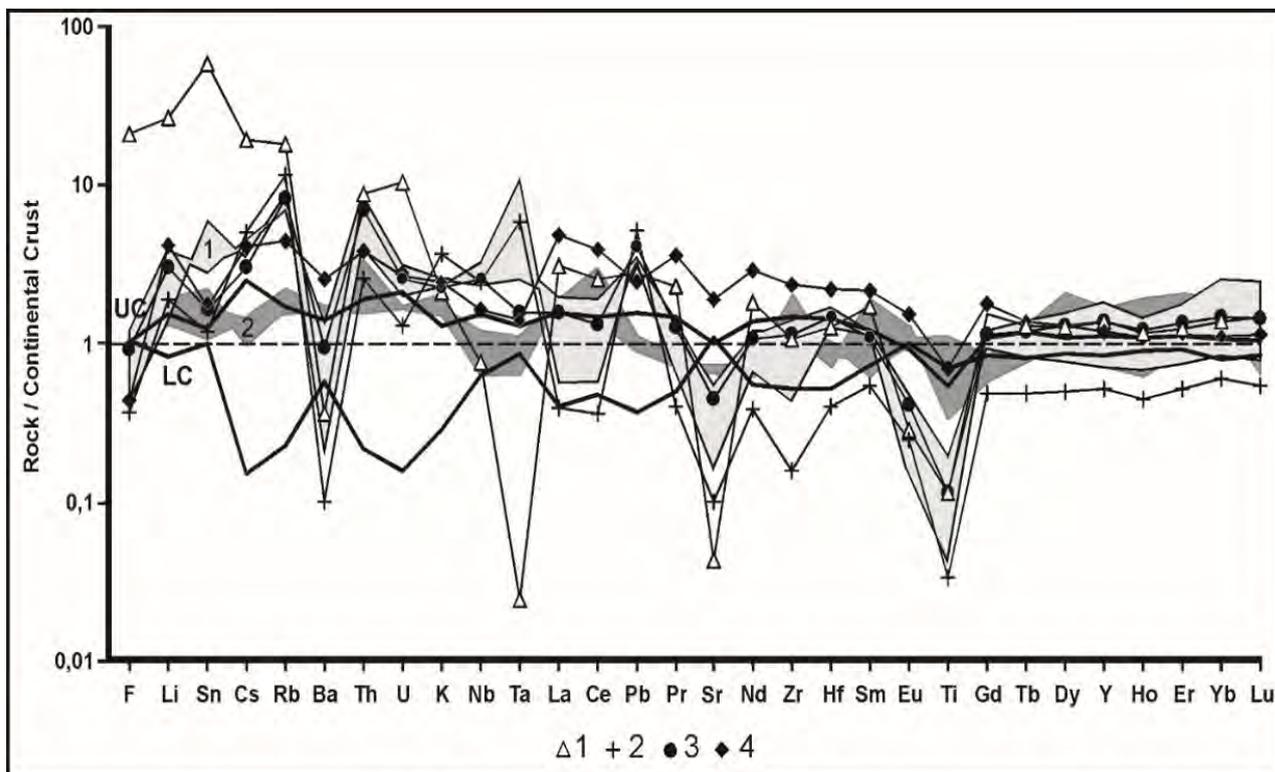


Рисунок 1 - Распределение элементов в гранитоидах раннемезозойского (Бага-Хэнтэйский массив) и позднемезозойского (Их-Наротин-Хидский массив) ареалов магматизма Монголии

Поля на диаграмме, обозначенные цифрами: 1 – граниты массива Их-Наротин-Хидский (светло-серое поле), 2 – гранитоиды массива Бага-Хэнтэйский (темно-серое поле). Условные обозначения (Их-Наротин-Хидский массив): 1 – грейзен, 2 – пегматит, породы, вмещающие массив: 3 – гнейс, 4 – сланец. Линии на диаграмме: UC – upper crust (верхняя континентальная кора), LC – low crust (нижняя континентальная кора) [5].

Это может свидетельствовать о формировании гранитов Их-Наротин-Хидского массива из магмы, претерпевшей процессы магматической дифференциации, что подтверждается более низким средним значением для них K/Rb отношения (116-93) относительно гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона (412-386). Первые геохимические данные по кварц- мусковитовым грейzenам в массиве Их-Наротин-Хид указывают на значительное концентрирование в них F, Li, Rb, Cs, Sn, Th, U, LREE.

Полученный впервые изотопный (LA-ICP-MS) U-Pb возраст по цирконам из амазонитовых гранитов, пегматитов и грейzenов Барун-Цогтинских малых интрузий (138.9 – 133.8 млн. лет) свидетельствует о принадлежности этих редкометалльных пород к позднемезозойскому ареалу (MZ₂). Существенно более кремнекислые и натриевые Li-F граниты главных фаз Барун-Цогтинских интрузий заметно отличаются и по редкоэлементному составу от близких к ним по возрасту гранитоидов известково-щелочного ряда Их-Наротин-Хидского массива. Редкометалльные граниты Барун-Цогтинских массивов

имеют более высокий уровень концентраций литофильных элементов: F, Li, Rb, Cs, Sn, Ta и Nb. В них также отчётливо проявлен минимум содержаний Ba, Sr, Eu и значений K/Rb и Zr/Hf отношений, что свойственно породам данного геохимического типа, формирующихся в внутриплитной геодинамической обстановке Центральной Азии.

Анализ распределения рудных элементов (Sn и W) в разновозрастных гранитоидах и Li-F гранитах MZ1 и MZ2 ареалов магматизма Центральной и Восточной Монголии приведен на диаграмме. Гранитоиды Бага-Хэнтэйского и Их-Наротин-Хидского массивов образуют компактное поле с наиболее низкими содержаниями обоих рудных элементов, которые близки к уровню их средних концентраций в гранитах. Среди редкометалльных гранитов Монголии в незначительной степени обогащены обоими элементами биотитовые граниты и лейкограниты массивов Барун-Цогтинских (MZ₂) и Бага-Газрынского (MZ₁). Однако, в наибольшей мере обогащены Sn и W амазонит-альбитовые граниты, особенно их пегматоидные разновидности: Барун-Цогтинские - Sn (14 г/т), W (8.5 г/т) и Бага-Газрынский массивы - Sn (10 г/т), W (19 г/т).

На основании сравнительного анализа полученных ранее и новых геологических данных, возраста, минерального состава и петролого-геохимических особенностей массивов известково-щелочных и редкометалльных гранитоидов Li-F типа показано их развитие в широком возрастном интервале при формировании мезозойских ареалов гранитоидного магматизма в различных геодинамических обстановках Центральной Азии (Монголия).

Завершено подробное исследование двух гранитных комплексов в Ольхонском субтеррейне. Раннепалеозойский Шаранурский комплекс образовался в результате гранитизации гнейсов ольхонской серии на позднем этапе каледонской коллизии. К нему относятся мигматиты, гранито-гнейсы, известково-щелочные граниты и пегматиты нормальной щелочности. Граниты и пегматиты этого комплекса демонстрируют очень высокое содержание Ba (1000-3000 г/т) и Sr, повышенное содержание Zr и LREE, но очень низкие уровни концентраций Li, Rb, Nb и других редких элементов, что отражает особенности состава вмещающих пород. Этот комплекс относится к типу синколлизии гранитов. Среднепалеозойский гранитный Аинский комплекс залегает в гнейсах более верхней ангинской свиты и включает в себя Аинский массив амазонитсодержащих гранитов и несколько типов редкометалльных пегматитов. Они имеют повышенную щелочность, низкое содержание Ba, Sr и высокое содержание элементов LILE и HFSE. Среди пегматитов этого комплекса выделяются два геохимических типа. Это пегматиты Li-F типа с Та минерализацией (амазонитовые пегматиты) и пегматиты сложного типа с минерализацией Be-Rb-Nb-Ta и Li-F (жила Иликсин). Пегматитовая жила Ташкиной аналогична жиле Иликсин, но залегает в гнейсах ольхонской серии. В ней обнаружены высокие концентрации

Be, Nb, Ta, а также W, Sn, но отсутствуют Li и F, видимо, из-за большей глубины и более высокой температуры кристаллизации расплава этого пегматита. Редкометалльные пегматиты Аинского комплекса залегают в северо-западных трещинах растяжения, секущих простирания пород субтеррейна. Эти структуры свидетельствуют о смене каледонских коллизионных структур сжатия с возрастом 500-470 млн. лет структурами растяжения (390 млн лет), то есть переходом к новой внутриплитной геодинамической обстановке, скорее всего, обусловленной подъемом Северо-Азиатского плюма.

Параллельно исследования подобной проблемы проводились нами в Кутимском блоке Чуйской глыбы. Они были инициированы получением новых датировок по монацитам из уникальных приразломных магнезиальных метасоматитов, развитых в междуречье рек Б.Миня – Абчада, и показали те же герцинские возрасты - U-Pb методом по монациту – 369 млн. лет. Расположенные вблизи Ве-пегматиты Супруновского месторождения по данным U-Pb метода датирования по циркону дали возраст 331 млн. лет. В Чуйском поднятии самыми молодыми надежными датировками до этого был возраст Абчадского гранитогнейсового купола – 1860 млн. лет, с которым связывали данные пегматиты. Чтобы выяснить причины появления таких молодых возрастов, мы проанализировали все опубликованные геохронологические данные последнего времени. Оказалось, что во всех разновозрастных структурах, консолидированных с ЮВ к Сибирскому кратону, получены герцинские датировки, в основном, для пегматитов.

С северо-востока на юго-запад в породах Патомской пассивной окраины со структурами каледонского возраста мамские слюдоносные пегматиты дали возраста от 389 млн. лет в плагиоклазовых пегматитах до 334 млн. лет в калишпатовых пегматитах [6], затем в Чуйской глыбе магнезиальные метасоматиты имеют возраст 369 млн. лет и редкометалльные пегматиты 331 млн. лет при возрасте протолита 1860 млн. лет. Наконец, в Приольхонье амазонитовые и редкометалльные пегматиты имеют возраст 390 млн. лет. На тектонической схеме этой части Азиатского складчатого пояса (Рисунок 2) видно, что проявления данных пегматитов в разновозрастных структурах обрамляют Ангаро-Витимский гранитный батолит с возрастными 315-275 млн. лет, причиной образования которого считают поднятие Северо-Азиатского плюма [7]. Мы сделали предположение, что при подъеме плюма в его ореоле сначала отделялись магнезиальные растворы, отражающие мантийную природу источника. В наиболее древней и более проницаемой структуре глыбы они дали начало Mg-метасоматитам, а затем выплавили из протолита всех этих разновременных структур пегматиты с разной минерализацией в зависимости от РТ условий, существовавших в протолите, и его состава.

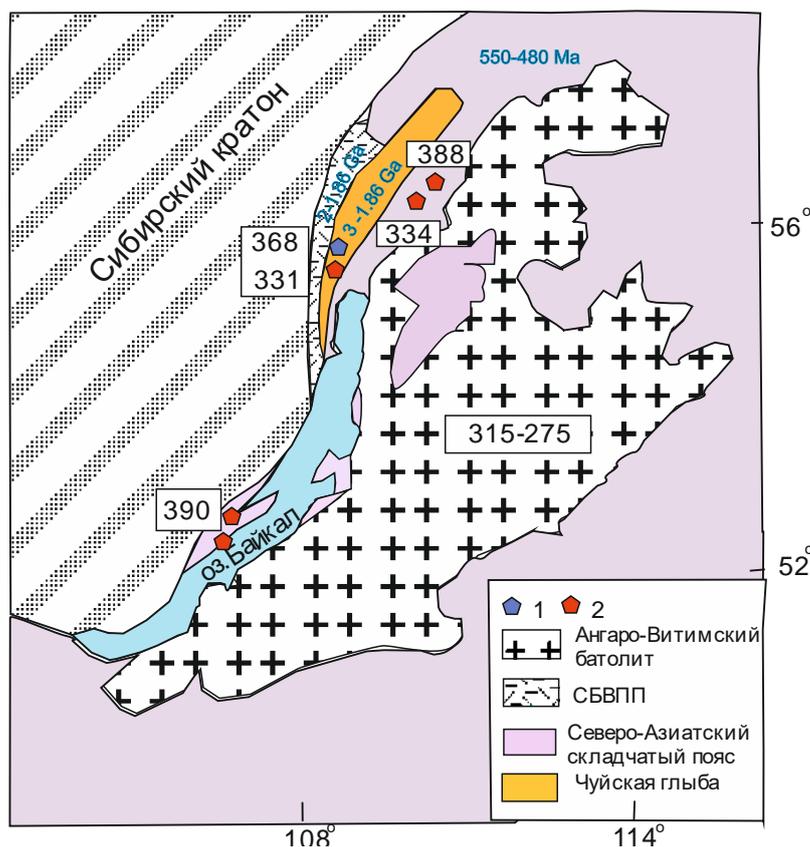


Рисунок 2 – Схема тектонического строения юго-восточного обрамления Сибирского кратона по [7] с добавлениями авторов

Условные обозначения: 1 – проявления приразломных магнезиальных метасоматитов в Кутимском блоке Чуйской глыбы и их возраст; 2 - пегматиты Мамской пассивной окраины Приольхонья и их возраст; СБВП – Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс. Синим цветом показаны возрасты главного этапа консолидации структур, вмещающих пегматиты.

ВЫВОДЫ

1. Сравнительный анализ крупных многофазных плутонов гранитоидов в Центральной и Восточной Монголии (Бага-Хэнтэйский, Хошутулинский и Их-Наротин Хидский), относящихся к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда, показал, что эти массивы различаются особенностями строения, петрогеохимическими характеристиками и геодинамическими особенностями их образования. Формирование Хошутулинского и Их-Наротин-Хидского массивов происходило на периферии MZ ареалов магматизма в пределах рифтовых зон, обрамляющих батолиты. Судя по геологическим взаимоотношениям с вмещающими сланцево-гнейсовыми толщами и изотопно-геохимическим данным, при образовании этих гранитоидов участвовали мантийные и коровые источники расплавов.

2. В отличие от известково-щелочных ряда крупных массивов в редкометалльных Li-F гранитах Монголии определен более высокий, значительно превышающий кларковый уровень, содержания F, Li, Rb, Sn, W, Ta, Nb, что особенно характерно для микроклин-альбитовых, амазонит-альбитовых и пегматоидных гранитов с литиевыми слюдами поздних фаз интрузий. Им свойственно снижение величин индикаторных K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf отношений и характерным является закономерный рост концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, при процессах эволюции магм редкометалльного типа.

3. При формировании многофазных плутонов палингенных известково-щелочных гранитоидов, вероятно, связанных с коллизионными процессами, не происходит значительного обогащения поздних пород литофильными и рудными элементами, и они, как правило, не продуцируют связанного с ними редкометалльного оруденения. На периферии разновозрастных MZ1 - MZ2 магматических ареалов оруденение часто ассоциирует с многофазными массивами и малыми интрузиями внутриплитных редкометалльных Li-F гранитов Монголии. При этом необходимо учитывать высокую степень дифференциации магм рудоносных Li-F гранитов, сопоставимую только с редкометалльными пегматитами.

4. В 2023 году продолжалось изучение магнезиальных метасоматитов Кутимского блока Чуйской глыбы. Первые определения возраста этих образований, выполненные в ИГГД РАН U-Pb методом (ID TIMS) по монациту показали необычно молодой их возраст – $368,2 \pm 1,5$ млн. лет. Следовательно, с возрастом субщелочной гранитизации (1860 млн. лет) образование метасоматитов связывать нельзя.

Раздел 2 Природа и состав источников вещества докембрийских вулканогенно-терригенных осадочных пород Южного Сангиленга

Сангиленский блок, конфигурация которого приблизительно соответствует крупной современной морфоструктуре – Сангиленскому нагорью, издавна рассматривается, как юго-западная часть докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ), расположенного в области каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), но и в настоящее время его строение и условия формирования являются предметом острых дискуссий.

В строении Сангиленского блока, так же, как и ТММ, выделяются два структурных этажа, различающиеся по составу, степени дислоцированности и уровню метаморфизма пород [8-12]. Однако, попытки их корреляции с комплексами, выделенными в других частях ТММ, пока не дали однозначного результата. Взаимоотношения большинства комплексов Сангиленского блока тектонические, они в различной степени метаморфизованы, что согласуется с представлением о его строении, как коллаже тектонических пластин [12-16].

В настоящее время считается, что отложения, выведенные на современный эрозионный уровень на большей части Сангиленского блока, в основном, представляют позднепротерозойский-раннекембрийский шельфовый чехол [11, 12, 14-16]. Однако, на юге Сангиленского нагорья существуют давние противоречия в интерпретации возрастных взаимоотношений терригенных и карбонатных толщ, разграниченных Качикско-Церигийнгольской зоной разломов (КЦЗ). Здесь, южнее КЦЗ, выходит на поверхность мощная толща терригенных пород, которая прослеживается в широтном направлении на многие десятки километров вдоль государственной границы РФ и МНР в виде широкой (до 10-12 км на территории РФ) «южной полосы» (ЮП). При создании среднемасштабных геологических карт Сангиленского нагорья разных лет трактовка возраста и стратиграфического положения терригенной толщи ЮП относительно карбонатной была диаметрально противоположной: одни исследователи относили ее к наиболее древним среднепротерозойским породам нижнего структурного яруса, перекрытых карбонатными отложениями чехла [13, 17], другие – в основном, к наиболее поздним раннекембрийским отложениям чехла с небольшими тектоническими блоками древнего фундамента [13, 18].

Южная часть Сангиленского нагорья давно привлекает внимание геологов, так как к Качикско-Церигийнгольской тектонической зоне (КЦЗ) приурочены интрузии гранитоидов раннепалеозойского возраста и связанные с ними проявления богатых литием редкометальных пегматитов протяженного (более 150 км) Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП), включающего крупное месторождение лития Тастыг [19, 20].

Вместе с ранее полученными нами изотопно-геохимическими (Sr-Nd) и изотопно-геохронологическими (U-Pb, SIMS SHRIMP-II по цирконам) характеристиками гранитоидов раннепалеозойского возраста, прорывающих эти толщи, которые несут информацию о породах фундамента [19-21], новые данные о терригенных осадочных породах позволяют лучше реконструировать строение и историю формирования Сангиленского блока ТММ – источника формирования важных месторождений редких металлов.

В результате проведенных исследований впервые получены петро-геохимические, изотопные (Sr-Nd) и геохронологические (LA-ICP-MS, U-Th-Pb по детритовым цирконам) характеристики терригенных пород ЮП, образующих довольно монотонную толщу мощностью не менее 2500-3000 м, и, для сравнения с ними, изучены углистые терригенные породы из маломощных (10-30 м) пластов в толще известняков нарынской свиты (НРС), надвинутых по линии КЦЗ на терригенные породы ЮП.

Анализ химического состава метатерригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья позволяет выделить среди них три группы (Рисунок 3). К одной группе относятся метапесчаники из пропластков в известняках НРС, а две другие группы пород выделяются в пределах ЮП, но границы их распространения не совпадают с установленными ранее границами свит. Эти особенности метатерригенных пород трех выделенных групп, очевидно, обусловлены различиями источников сноса либо условий осадконакопления.

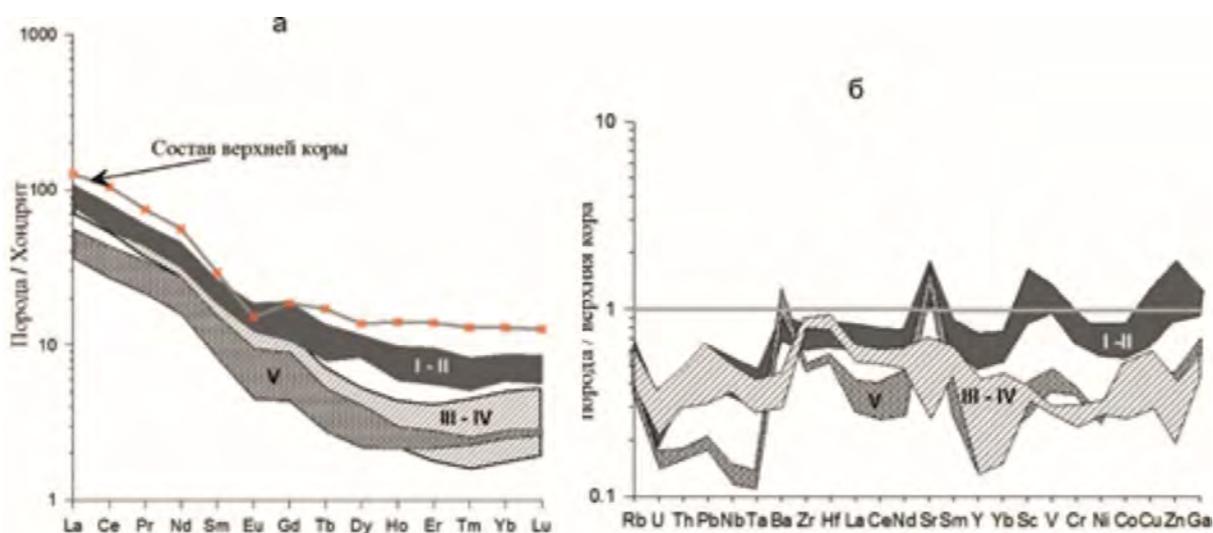


Рисунок 3 – Графики распределения редкоземельных (а) и редких (б) элементов в метатерригенных породах южной окраины Сангиленского нагорья

Условные обозначения: I-IV - районы (отрезки ЮП) распространения разновидностей пород: I – Центральный, II – Западный, III-IV – Переходный и Восточный; V – песчаники из пропластков в известняках нарынской свиты (НРС). а) Содержания элементов нормированы к составу хондрита по [22] и сопоставлены с PAAS [23]; б) Содержания элементов нормированы к составу верхней континентальной коры (PAAS) [23].

Литолого-геохимические исследования терригенных отложений ЮП и НРС с применением классификационных петрохимических диаграмм показали (Рисунок 4), что на разных отрезках ЮП с запада на восток петрогенные граувакковые песчаники с примесью синседиментационной пирокластики сменяются существенно более кремнекислыми и рециклированными литоидными аргенитами.

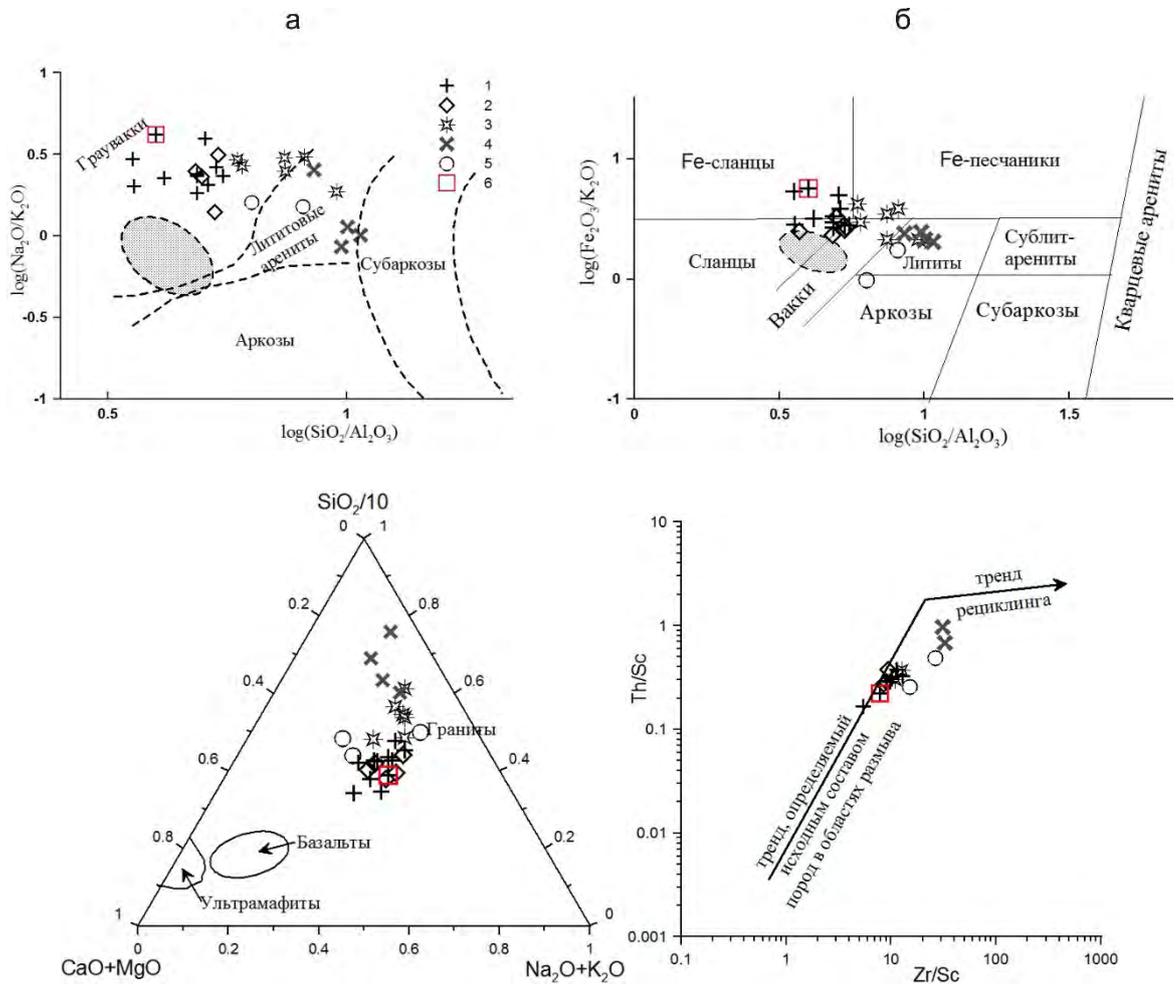


Рисунок 4 - Диаграммы $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ по [24] (а), $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [25] (б), $(\text{CaO}+\text{MgO})\text{-SiO}_2/10\text{-(Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [26] (в), $\text{Zr}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Sc}$ [27] (г) для терригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья

Условные обозначения. Разновидности метапесчаников: 1-4 - из разных отрезков ЮП (1 – Центральный, 2 – Западный, 3 и 4 – Переходный и Восточный); 5 – метапесчаники из пластов в известняках НРС (V); 6 – проба метапесчаника Центрального отрезка ЮП, для которой определен возраст детритовых цирконов, выделена красным квадратом. Серое поле – составы метапелитов, ассоциированных с метапесчаниками ЮП.

Определение состава источника сноса обломочного материала показывает (Рисунок 4), что песчаники Западного и Центрального отрезков ЮП, а также НРС образовались в результате разрушения преимущественно магматических пород среднего состава, тогда как

для песчаников более восточных отрезков ЮП материнскими породами в области размыва были граниты и какие-то еще более кремнекислые рециклированные породы, возможно кварциты, что подтверждает их обедненность в отношении Sc, V, Cr, Ni, Co (Рисунок 3).

Реконструкция палеотектонической обстановки накопления отложений ЮП по петрохимическим данным показала (Рисунок 5), что она, в основном, отвечала условиям вулканических дуг на континентальном основании и активной континентальной окраины.

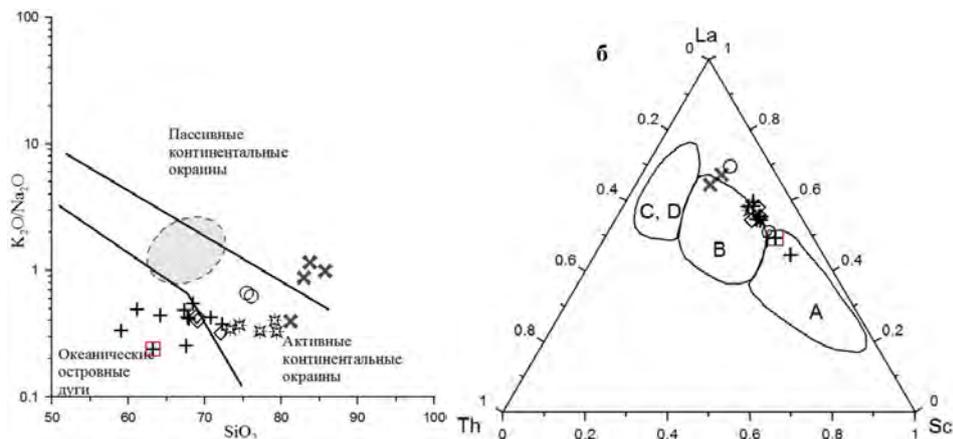


Рисунок 5 – Диаграммы K_2O/Na_2O-SiO_2 [28] (а) и $Sc-La-Th$ [29] (б)

Условные обозначения образцов пород – см. на Рисунке 4, а, серое поле – составы метапелитов, ассоциированных с песчаниками ЮП. (б) Поля различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В - островные дуги на континентальном основании, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

Для граувакковых песчаников, преобладающих в ЮП, получены геохронологические данные по детритовым цирконам, которые позволяют выделить следующие интервалы конкордантных оценок их возраста (млн/ лет): 787-907, 1873-2236, 2613-2725 и 2902-2977. Наибольшее количество возрастных оценок цирконов магматического происхождения ($n=25$) соответствуют интервалу 787-907 с двумя пиками на кривой вероятности возрастов около 836 ($n=16$) и 880 ($n=9$) млн лет. С учетом максимального из установленного на сегодняшний день раннекембрийского (520 млн. лет) возраста интрузивных пород, прорывающих терригенную толщу ЮП [19-21], возможный период ее накопления оценивается значительным интервалом 790–520 млн. лет.

Эти возрастные оценки, как и реконструкция палеотектонической обстановки накопления отложений ЮП по петрохимическим данным, служат основанием для их сравнения с осадочными отложениями краевых зон ТММ, непосредственно граничащих с Сангиленским блоком на востоке – например, с отложениями Окинской аккреционной призмы (ОАП), сформировавшейся в период 800-600 млн. лет назад перед фронтом Сархойской активной окраины [30-31]. Установлено сходство полученных геохимических и

изотопных (Sm-Nd) характеристик осадочных пород южной окраины Сангиленского блока с таковыми для главных типов отложений ОАП по данным [32, 33], что позволяет рассматривать вулканоплутонические и метаморфические комплексы раннепротерозойской активной окраины ТММ в качестве их возможных источников.

Для уточнения данного предположения проведен анализ распределения возрастов детритовых цирконов из ТММ и близлежащих кратонных блоков (Рисунок 6) который показал, что во всех этих террейнах цирконы протерозойского возраста пользуются широким распространением, а цирконы палеопротерозойского и архейского возраста единичны и, как правило, подверглись неоднократному переносу и окатаны.

Рисунок 6 - Графики сравнения нормированной вероятности U-Pb возрастов детритовых цирконов из метаосадочных пород Южного Сангиленского блока и докембрийских осадочных пород близлежащих континентальных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса

Примечание: Гарганский, Таримский, Дзобханский и Байдарикский блоки по [34], Западный Сангилен – по [16]. Под названием «Гарганский блок ТММ» по [34] приведены данные о возрасте гетерогенных докембрийских комплексов фундамента ТММ. Серыми столбиками показаны значимые диапазоны детритовых цирконов из метаосадочных пород Южного Сангиленского блока.

Поэтому наличие в терригенных породах южной окраины Сангиленского блока цирконов раннепротерозойского возраста не является однозначным репером их связи с ТММ, в то время как присутствие цирконов палеопротерозойского и мезоархейского возраста заставляет предполагать, что их источником выступали комплексы пород иных блоков, поскольку в составе композитного Тувино-Монгольского микроконтинента такие образования отсутствуют. Наибольшее сходство спектров распределения возраста детритовых цирконов из терригенных отложений Южного Сангиленского блока наблюдается с породами Хангайской группы террейнов, включающей помимо Дзобханского еще Тарбагатайский и Сонгинский блоки [35].

ВЫВОДЫ

1. На основе анализа петро-геохимических и изотопно-геохимических (Sm-Nd) характеристик, а также оценки возраста (LA-ICP-MS, U-Th-Pb по детритовым цирконам) терригенных пород южной окраины Сангиленского блока ЦАСП в этом регионе впервые проведена оценка возможных источников терригенного материала, возраста пород питающей провинции и геодинамической обстановки их отложения. Установлено, что вероятными источниками сноса для терригенных отложений являлись протерозойские и раннедокембрийские островодужные и окраинно-континентальные комплексы, представленные преимущественно породами среднего и кислого состава. Их относительные

пропорции в составе осадков, по-видимому, изменялись с удалением от океанического бассейна (в современных координатах с запада на восток): снижалась доля ранненеопротерозойских ювенильных пород и возрастала доля раннедокембрийских метаморфических комплексов.

2. Первые геохронологические (U–Th–Pb LA-ICP-MS) данные по детритовым цирконам из преобладающих на южной окраине Сангиленского блока граувакковых песчаников позволяют выделить следующие интервалы конкордантных оценок их возраста (млн лет): 787-907, 1873-2236, 2613-2725 и 2902-2977. С учетом максимального из установленного на сегодняшний день раннекембрийского (520 млн лет) возраста прорывающих их интрузивных пород, возможный период накопления терригенных толщ южной части Сангиленского блока оценивается значительным интервалом 790–520 млн лет.

3. Полученные возрастныe оценки, как и реконструкция палеотектонической обстановки накопления терригенных пород по петрохимическим данным, служат основанием для их сравнения с осадочными отложениями краевых зон Тувино-Монгольского микроконтинента, непосредственно граничащих с Сангиленским блоком на востоке – например, с отложениями Окинской аккреционной призмы (ОАП), сформировавшейся в период 800-600 млн лет назад перед фронтом Сархойской активной окраины.

4. Новые данные о возрасте и составе источников терригенных пород, вмещающих поля богатых литием редкометальных пематитов Южно-Сангиленского пематитового пояса, имеют большое прикладное значение, поскольку позволяют лучше реконструировать строение и историю формирования Сангиленского блока ЦАСП – источника формирования важных месторождений редких металлов (Li, Ta, Be, Sn).

Раздел 3 Закономерности осадкообразования от раннего докембрия до кайнозоя на примере метаосадочных пород докембрийских комплексов Сибирского кратона, Фенно-Скандинавского щита, Бадахшанского массива и альпийских подвижных поясов

Исходные материалы в полной степени отражают круг основных разновидностей метаосадочных пород типовых структур континентальной коры – гранулитовых и парагнейсовых метаморфических комплексов, подвижных поясов в докембрийском фундаменте (Юго-Восток Сибири и Северо-Запад России; Юго-Западный Памир); подвижных поясов в складчатом обрамлении фундамента (Восточная Сибирь, Юго-Восточный Памир). Использовано порядка 2000 (1800 – своих, 200 из литературных данных) анализов метаосадочных пород.

Методической основой проведения палеореконокструкций составов метаосадочных пород является метод А.Н. Неелова [36] по параметрам $a=Al_2O_3/SiO_2$ и $b=FeO+Fe_2O_3+MnO+MgO+CaO$. Эти величины отражают механизмы дифференциации в осадочном процессе b – общую меланократовость пород. Эти и другие характеристики (s, m, f, t, n, k) при проявлении регионального метаморфизма и отсутствии ультраметаморфических преобразований (гранитизации) фиксируют изохимичность проявления процессов метаморфизма.

В Сибирском кратоне метаосадочные породы присутствуют во всех раннедокембрийских структурах Присаянского краевого выступа – Онотском (ОЗП) и Урикско-Ийском зеленокаменных поясах (УИЗП), шарыжалгайском и китойском гранулитопарагнейсовых комплексах, черемшанской свите.

Геолого-петрографические и геохронологические характеристики. Наименьшее количество метаосадочных пород отмечается в шарыжалгайском гранулитовом комплексе – 10-15%, наибольшее – в китойском (45-55%) и ОЗП – до 35%.

Метаосадочные породы зеленокаменных поясов. В ОЗП и УИЗП распространены кварциты, гнейсы, сланцы с широкими вариациями в них $Q, Pl\pm Orx\pm Crx\pm Vt\pm Gr\pm Mgt$. В УИЗП по сравнению с ОЗП меньше метамагматических пород, а мраморы – отсутствуют. В ОЗП от нижних частей к верхним доля метаосадочных пород увеличивается. Возраст детритовых цирконов – 2,8-3,35 млрд. лет, метаосадочных пород полученный разными методами составляет 2,67-2,89 млн. лет, возраст седиментации ~2,7 млрд лет [37]. Возраст метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций – 1,9-2,0 млрд. лет.

В парагнейсовом китойском гранулитовом комплексе доля силикатных метаосадочных пород составляет 45-55%, карбонатных пород – 15-20% объема. В комплексе широко распространены гнейсы и сланцы (Pl, \pm Qw, \pm Sil, \pm Bt, \pm Gr, \pm Krd, \pm And) кварциты (\pm Gr, \pm Sil, \pm Bt), кварцито-гнейсы (Qw, \pm Sil, \pm Bt, \pm Gr). Силлиманитсодержащие породы являются рудами для Китойского месторождения, разведанного в 60-70 г.г. прошлого века. Глиноземистые парагнейсы китойского комплекса имеют модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ – 3,1-3,3 млрд. лет [38]. В нем развиты детритовые цирконы с возрастaми 3,2-3,0 млрд. лет [39]. Возраст осадкообразования (по монациту – U-Pb возраст 2,493 млрд. лет), возраст метаморфизма по минералам – 1,9-2,4 млрд. лет [40].

Шарыжалгайский гранулитовый комплекс. В нем преобладают метамагматические породы, а доля метаосадочных – в разных его частях достигает 10-15 %. Распространены высоко- и низкоглиноземистые гнейсы (Q, Pl \pm Bt \pm Gr \pm Krd \pm Px \pm Sil), редко наблюдаются мраморы (\pm Do, \pm Cal) и кальцифиры (\pm Cal \pm Do \pm Bt \pm Px \pm Gr), железистые и мономинеральные кварциты (\pm Pl, \pm Bt, \pm Sil, \pm Gr, \pm Px). Отмечаются существенные вариации изотопного состава парагнейсов [39, 41-43]: $T_{Nd}(DM)$ млрд лет варьирует от 2,4 до 3,55 млрд. лет; $T_{Hf}^C(DM)$ – 2,0-4,1 млрд. лет; возраст детритовых цирконов – 1,85-3,7 млрд. лет. Рубежи гранулитового метаморфизма 2,48-2,56 и 1,86-1,9 млрд. лет [44].

Парагнейсовая черемшанская свита отнесена к наиболее древним образованиям юго-западной части Сибирского кратона [45]. В свите доля мраморов – 15-20%, метаосадочных алюмосиликатных пород – гнейсов, сланцев (Pl, \pm Qw, \pm Gr, \pm Bi, \pm Sil, \pm Orx, \pm Cpx, \pm Pu, \pm Pn, \pm Chl), кварцитов (\pm Sil) – 55-60%. Модельный возраст гнейсов ($T_{Nd}(DM)$) – мезоархейский (3,0 млрд. лет). Возраст цирконов из секущих свиту тел ортотектитов (U-Pb метод) $1866,8 \pm 7,6$ млн. лет [46].

Комплексы Енисейского кряжа изучены в канской и енисейской сериях. Среди них отмечаются кристаллические сланцы, гнейсы, глиноземистые гнейсы (Pl, \pm Qw, \pm Gr, \pm Bt, \pm Cpx, \pm Orx, \pm Krd, \pm Sil), кварциты. Модельный возраст ($T_{Nd}(DM)$ млрд. лет) для глиноземистых гнейсов (2,5-2,8 млрд. лет), время осадконакопления – 1,84-1,85 млрд. лет; 2 рубежа метаморфизма – 1,89-1,87 млрд. лет и 1,78-1,73 млрд. лет [47].

Палеореко-нструкции метаосадков для пород Сибирского кратона и других структур проведены по параметрам b-a с учетом в каждом случае характеристик (s, m, f, t, n, k) [36]. Мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты отмечаются в ОЗП, УИЗП, китойском и шарыжалгайском комплексах (Рисунок 7). Мономиктовые псаммитолиты реконструируются как ультрасилициты (ортотектиты, кварцевые песчаники, кварцево-железистые и высокожелезистые обогащенные джеспилиты в ОЗП и шарыжалгайском комплексе (Рисунок 1). Олигомиктовые псаммитолиты – силициты слабо развиты (Рисунок 7). Полимиктовые

псаммитолитолиды представлены субсилицидами – аркозами, субаркозами; кислыми туффидами, полимиктовыми, граувакковыми и железистыми песчаниками (Рисунок 7). Во всех комплексах Сибирского кратона доминируют зрелые метаосадки алевролиты – граувакковые, пелит-алевролитовые аргиллиты, туффиды основного и среднего составов, глиноземистые граувакки, железистые алевролиты (Рисунок 7). Также широко распространены алевропелитовые аргиллиты – малоглиноземистые мергели (Рисунок 7). Пелитовые аргиллиты (Рисунок 7) представлены железистыми, пелитовыми аргиллитами, умеренноглиноземистыми мергелями. Субсиалиты, сиалиты и латериты присутствуют только в китойском комплексе. Реконструируются как пиррофиллитовые, иллитовые осадки, латериты (Рисунок 7).

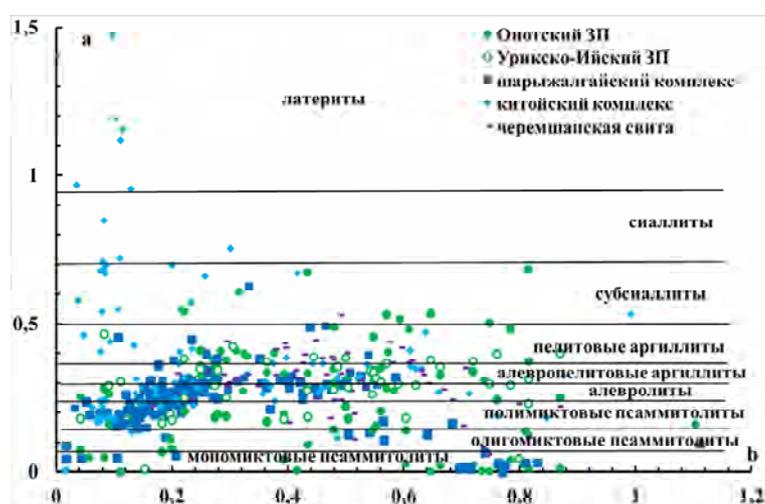


Рисунок 7 - Петрохимические характеристики а, б [36] метаосадочных пород в раннедокембрийских метаморфических структурах Сибирского кратона

Фенноскандинавский кратон. Метаосадочные породы распространены в беломорском, кольском, лапландском, свекофенском комплексах (поясах) [48, 49].

Геолого-петрографическая характеристика комплексов. Они представлены комплексами разного, состава, возраста и метаморфизма

Неметаморфизованные вулканогенно-осадочные породы известны Игнойльской, Няльмозерской, Чалкинской палеовулканических структурах Карельской провинции [50]. Они представлены агломератовыми, псаммитовыми и лапилевыми мезоархейскими туфами – 3,05-2,9 млрд. лет [50].

Кольский комплекс – является составной частью Кольско-Норвежской провинции, имеющей мозаично блоковое строение [48]. Породы кольской серии слагают Мурманский, и часть Центрально-Кольского блока. В ней присутствуют участки с доминированием или метамагматических, или супракристалльных метаосадочных пород. В кольской сверхглубокой скважине выделено их 3 группы: метавулканогенные, метатерригенные,

метавулканогенно-террегенные. Последние две представлены разнообразными гнейсами (Pl, Q±Gr±Sil±Ky±St±Mgt), сланцами (Pl±Bt±Gr±Amf±Opx±Cpx±Mag), кварцитами (±Mag±Sil±Ky±Gr). Модельные возраста протолитов пород юго-западной части Фенноскандинавского щита составляют 3,4-3,6 млрд. лет [48]. В комплексе в высокоглинеземистых сланцах отмечаются детритовые цирконы с возрастом ядер 2816-2871 млн. лет [51], встречены цирконы с возрастом 3,6 млрд. лет [52]. Возраст гранулитового метаморфизма Crd-Sil-Gr-Bt гнейса – 2707-2740 млн. лет [52].

Беломорский подвижной пояс (БПП). К нему относят как Северокарельские зеленокаменные пояса – Керетский и Тикшеозерский, так и породы хетоламбинского (с доминированием метамагматических пород) и чупинского (преобладание метаосадочных разностей) покровов [48, 49, 53]. Доля метаосадочных пород в БПП составляет 20% [48]. Они в БПП представлены в различной степени метаморфизованными гнейсами и плагиогнейсами (Pl±Q±Bt±Gr±Ky±And±St). В БПП субстрат гнейсов по Sm-Nd изотопным данным имеет возраст не больше 3000 млн. лет; период формирования метаосадков Чупинского надвига составляет 2,9-2,82 млрд. лет [54-56]. Rb-Sr изохронный возраст метагравакк Чупинского комплекса оценивается в $2,95 \pm 0,05$ млрд. лет [57]. В них проявился метаморфизм в период 2,72-2,69 млрд лет в условиях кианит-ортоклазовой субфации (Т – 650-700°C, Р – 8-12 кбар) и мигматизированы [48].

Лапландский гранулитовый пояс – структура, разделяющая Кольский и Беломорский мегаблоки [48]. Он состоит из собственно Лапландского пояса, Колвицкого, Умбинского и Терского блоков. Во всех присутствуют кондалиты – метаосадочные породы (Q, Pl±Bt±Gr±Sil±Krd) и кислые гранулиты – породы обогащенные кварцем в переслаивании с прослоями карбонатсодержащих пород, кальцифиров и мраморов. Глиноземистые гнейсы, ассоциирующие с ними, имеют Sm-Nd модельные возраста 2,82–2,88 млрд лет, метаморфизм гранулитовой фации – 1,91 млрд лет [58]. Накопление осадочных протолитов происходило в интервале 1,93-2,0 млрд лет с верхней границей гранулитового метаморфизма 1,90-1,92 млрд. лет [48, 49].

Свекофенский (ладожский) подвижной пояс включает ладожскую и сортавальскую серии. Они представлены пара- и ортоамфиболитами, парагнейсами гнейсами (Pl±Q±Gr±Bt±Si±Krd±Mu), графитистыми сланцами, мраморами (±Cal±Do Do-Cal), кварцитами. Возраст гнейсов и амфиболитов сортавальской свиты – 1,95–1,97 млн лет [48]. Зональный метаморфизм варьирует от гранулитовой фации (700-750°C) до зеленосланцевой [59].

Палеорекострукции метаосадков Фенноскандинавского кратона. В осадочных породах кольского, беломорского, свекофенского и лапландского комплексов мономиктовые

псаммитолиты (ультрасилициты) и олигомиктовые псаммитолиты (силипиты) встречаются редко (Рисунок 8). Среди олигомиктовых псаммитолитов отмечаются аркозы, пелитультрасилициты. Полимиктовые псаммитолиты широко распространены в лапландском, свекофенском и кольском комплексах. Они реконструируются как туффиты кислого, среднего, основного составов; субсилициты, аркозы, субаркозы, граувакковые песчаники. Наибольшим распространением пользуются алевролиты (туффиты, полимиктовые и граувакковые алевролиты, аргиллиты, граувакки, мергели), алевропелитовые и пелитовые аргиллиты – среди которых преобладают разноглиноземистые мергели (Рисунок 8). Субсиалиты и особенно сиалиты (ферросиалитовые и сиалитовые), развиты ограниченно – в основном карбонатолиты.

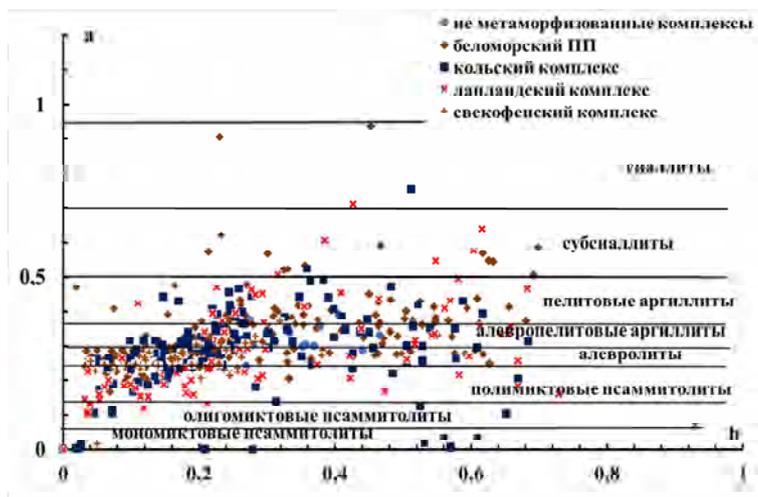


Рисунок 8 - Петрохимические характеристики a, b [36] метаосадочных пород в комплексах Фенноскандинавского щита

Подвижные пояса обрамления Сибирского кратона. Фанерозойские метаморфические комплексы приурочены к подвижным складчатым поясам обрамления Сибирского кратона. В Прибайкалье это – слюдянский, ольхонский, святоносский (баргузинский) комплексы, барбитайская свита в Алхадырской террейне; на Восточном Памире – музкольский комплекс Альпийско-Гималайского подвижного пояса.

Геолого-петрографическая специфика. В палеогеодинамическом плане перечисленные комплексы 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 [60].

Слюдянский комплекс. Нижние свиты – слюдянская (култукская слюдянская), средние – хангарульская (безымянская, харагольская), хамардабанская (корниловская, шибутуйская), метаморфизованные от гранулитовой до зеленосланцевой фации [60]. В нем

распространены метаосадочные кристалло-гнейсы, сланцы ($Pl \pm Q \pm Bt \pm Gr \pm Krd \pm Cpx \pm Opx$), мраморы ($\pm Do \pm Cal$, $Cal-Do$, $Do-Cal$, $\pm Qw$), кальцифиры ($Cal \pm Qw \pm Px$, Wo), мономинеральные и породы смешанного состава ($\pm Wo \pm Px \pm Q \pm Cal$) [30]. В хангарульском комплексе присутствуют кристаллосланцы и -гнейсы ($Pl \pm Q \pm Px \pm Amf \pm Bt \pm Krd \pm Sil \pm Gr$), мраморы ($\pm Do \pm Cal$, $Cal-Do$, $Do-Cal \pm Q$) и кальцифиры ($Cal \pm Qw \pm Px \pm Gr$). Встречаются мономинеральные, апатитовые, магнетитовые, марганцевые кварциты (гондиты). В комплексе выделяют две ступени (субфации) регионального метаморфизма – гранат- и гиперстен-кордиеритовую, наложенный на них региональный диафторез [60]. В хамардабанском комплексе породы корниловской свиты – филлитовидные сланцы (Qw , Pl , Ser , Chl , Bt), в шубутуйской – грубообломочные породы (Qw , Pl , галька пород) [61]. Судя по детритовым цирконам метатерригенных сланцев (гнейсов) они сформировались в интервале 716–850 млн лет [61], метаморфизованы – 480–495 млн лет [62].

В ольхонском комплексе (Юго-Западное Прибайкалье) распространены плагиосланцы и - гнейсы ($Pl \pm Q \pm Bt \pm Gr \pm Opx \pm Cpx \pm Amf \pm Krd \pm Sil$), амфиболиты, мраморы варьирующих составов от доломитовых до кальцитовых, кальцифиры, кварциты [63]. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации – T 750-860° и P – 5-7 кб [63]. По детритовым цирконам гнейсов возраст комплекса оценивается – 535-840 млн лет, метаморфизм – 498-507 млн лет [64]. Метаморфизован комплекс в условиях гранулитовой фации [63].

Барбитайская (алхадырская) свита слагает Алхадырский террейн 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 ($Pl \pm Q \pm Amf \pm Ky \pm Gr \pm Bt$). Возраст протолитов пород свиты – рифейский, возраст метаморфизма – 600 млн лет, магматизма – 450 млн лет [65]. Метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений.

Святоносский комплекс присутствует в отдельных блоках в восточной прибрежной части оз. Байкал. В нем отмечаются плагиосланцы и -гнейсы ($Pl \pm Q \pm Opx \pm Cpx \pm Amf \pm Gr$), известково-силикатные плагиосланцы и гнейсы ($\pm Cal \pm Opx \pm Bt \pm Gr$), 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 305–285 млн лет [66].

Палеорекострукции метаосадков. Среди псаммитолитов присутствуют мономиктовые ультрасилициты (высокожелезистые – джеспилиты, обогащенные джеспилиты). Среди олигомиктовых псаммитолитов – граувакковые полимиктовые

песчаники, туффиты среднего и основного составов, карбонатолиты (рис. 3). Полимиктовые псаммитолиты относительно широко распространены – разнообразные песчаники, туффиты, карбонатолиты. Более широко, чем псаммитолиты развиты алевролиты, алевропилитовые аргиллиты (Рисунок 9). Среди алевролитов – алевролиты, глиноземистые псаммитолиты, карбонатолиты, иногда с алевритовым или глиноземистым материалом (Рисунок 9). Среди алевропилитовых аргиллитов доминируют малоглиноземистые мергели. В меньшей степени отмечаются пелитовые аргиллиты – разнообразные умеренноглинозёмистые мергели. Субсиалиты представлены слабо (Рисунок 9).

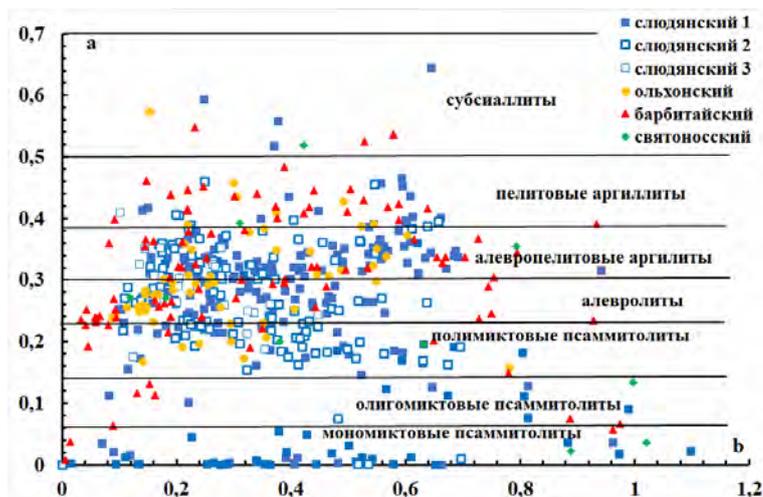


Рисунок 9 - Петрохимические характеристики а, б [36] метаосадочных пород в фанерозойских складчатых поясах обрамления Сибирского кратона

Памир – покровная складчато-надвиговая структура. Юго-Западный Памир сложен докембрийским ваханским комплексом Бадахшанского массива. В юго-восточной части – музкольский комплекс.

Ваханский комплекс включает породы горанской, шахдаринской серий и залегающий между ними хорогский ортокомплекс [67, 68]. В ваханском комплексе распространены метаосадочные породы – кварциты, кварцитогнейсы, гнейсы и сланцы (Qw, Pl, ±Bt, ±Gr, ±Krd, ±Ky, ±Sil, ±Px). В нем отмечается обилие мраморов (±Cal, Cal-Do, ±Mgz), кальцифиров (Cal, ±Px, ±Gr, ±Bt). Возраст Бадахшанского массива оценивается 3,0-1,8 млрд. лет.

Музкольский комплекс развит по периферии Бадахшанского массива имеет с ним тектонические взаимоотношения. Метаосадочные породы представлены гнейсами, в меньшей степени сланцами (Pl±Q± Bt±Gr±Amf±Sil±St). Присутствуют мраморы (±Do±Cal, Cal-Do, Do-Cal) и кальцифиров (Cal±Q±Pl±Bt) кварцитогнейсы (±Pl±Gr±Sil), мономинеральные и железистые кварциты. Возраст пород музкольского комплекса дискуссионный. Однозначным по вещественно-петрологическим фактам является его подобие с комплексами подвижных поясов развитыми в обрамлении Сибирского кратона.

Палеорекострукции комплексов Памира. В палеопротерозойских ваханском комплексе распространены полимиктовые псаммитолиты, алевролиты, алевропелитовые аргиллиты (Рисунок 10). В музкольском комплексе отмечаются мономиктовые, олигомиктовые, полимиктовые псаммитолиты, алевропелитовые аргиллиты. В меньшей степени присутствуют – пелитовые аргиллиты, субсиаллиты, сиаллиты. Следует отметить широкое развитие в комплексе латеритов – слабожелезистых, железистых и редко высокожелезистых, ферролатеритов (Рисунок 10).

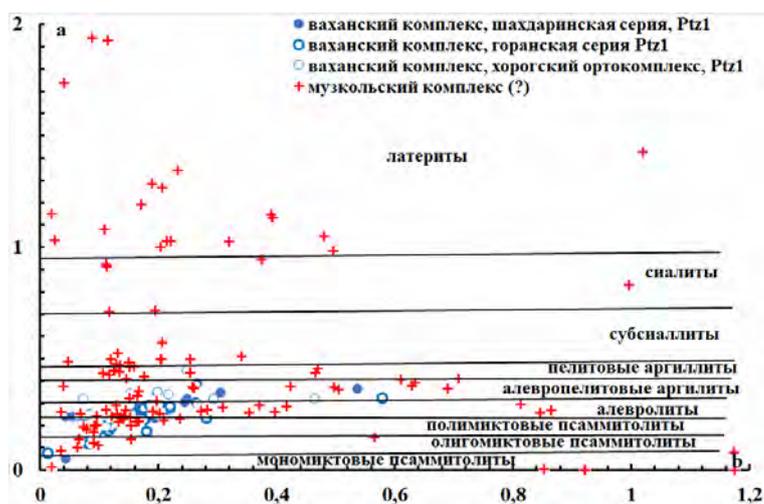


Рисунок 10 - Петрохимические характеристики величин а, b (Неелов, 1980) метаосадочных пород ваханского и музкольского комплексов

В целом, 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 близкие закономерности их формирования в докембрии и фанерозое Сибири и Памира, обусловленные влиянием близкого состава питающих провинций.

Закономерности литогенеза в докембрии и фанерозое. Использование параметров а-в позволило систематизировать данные по метаосадочным породам докембрийских и фанерозойских комплексов

Метаосадки докембрия и фанерозоя. В комплексах докембрия фанерозоя по параметрам а-в отмечаются близкие соотношения в них обломочных (не зрелых – метапсаммитолитов), зрелых (глинистых и пелитовых фракций) метаосадочных пород, кор выветривания. Наиболее широко развиты алевролиты, алевропелитовые и пелитовые аргиллиты, в меньшей степени – полимиктовые псаммитолиты и субсиаллиты. Их широкое распространение в древних океанах отражает довольно благоприятные условия для развития жизни растений и организмов, по сравнению с участками формирования псаммитолитов в прибойной зоне. Мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты, сиаллиты и латериты

отмечаются, не встречаются или слабо распространены в отдельных структурах. Фиксируются близкие значения параметра b (\approx до 0,6) во всех категориях пород разных комплексов (Рисунок 11), обусловленные количеством в них Fe, Ca, Mg. Они отражают химизм питающих провинций (массивов ТТГА или зеленокаменных поясов, калиевых гранитоидов). Для мономиктовых и олигомиктовых псаммитолитов характерны, хотя и единичное, но широкие вариации величины b во всем интервале значений. Несколько большие значения b отмечаются в породах комплексов Фенноскандинавского кратона, где в областях сноса выше доля основных и ультраосновных магматитов, зеленокаменных поясов, которых в Сибирском кратона практически нет. От раннего докембрия до фанерозоя увеличивается доля карбонатных пород во всех структурах – (до 50%). В архейских комплексах Фенноскандинавского щита они практически отсутствуют, но распространены в ОЗП и китойском комплексе Сибирского кратона. С рубежа 2,4 млрд. лет начинается формирование крупных морских бассейнов и более масштабная переработка уже сформированных раннеархейских комплексов [69].

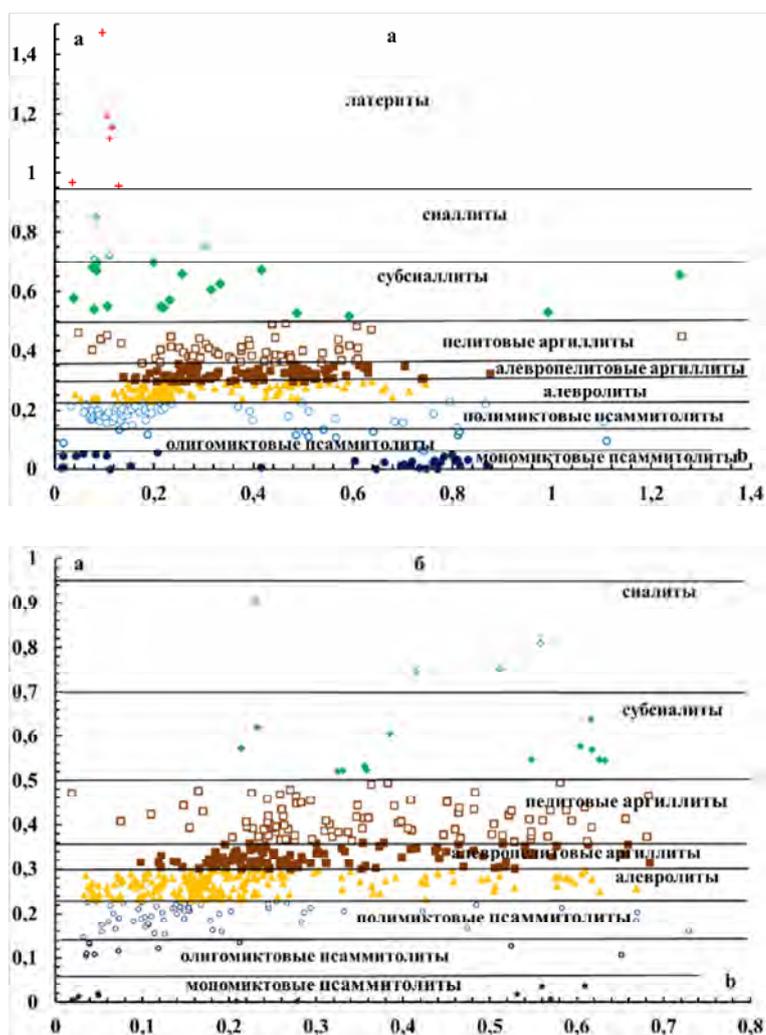


Рисунок 11 - Графики величин a - b [36] в комплексах пород Восточно-Сибирского (а) и Фенноскандинавского (б) кратонов

Судя по характеру распределения точек на диаграмме а и б, протолиты метаосадков пород комплексов подвижных поясов обрамления Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский святоносский), в основном, наследуют основные характеристики химических параметров докембрийских протолитов – массивов ТТГА, ОЗП, шарыжалгайского комплекса. В метаосадках Енисейского кряжа отмечается близкий, с Сибирским кратоном, характер распределения величин а-б (Рисунок 12). Равномерное распределение точек составов пород во всем поле значений а и б нижней, средней, верхней серий слюдянского комплекса свидетельствует об их формировании из одной питающей провинции (Рисунок 12).

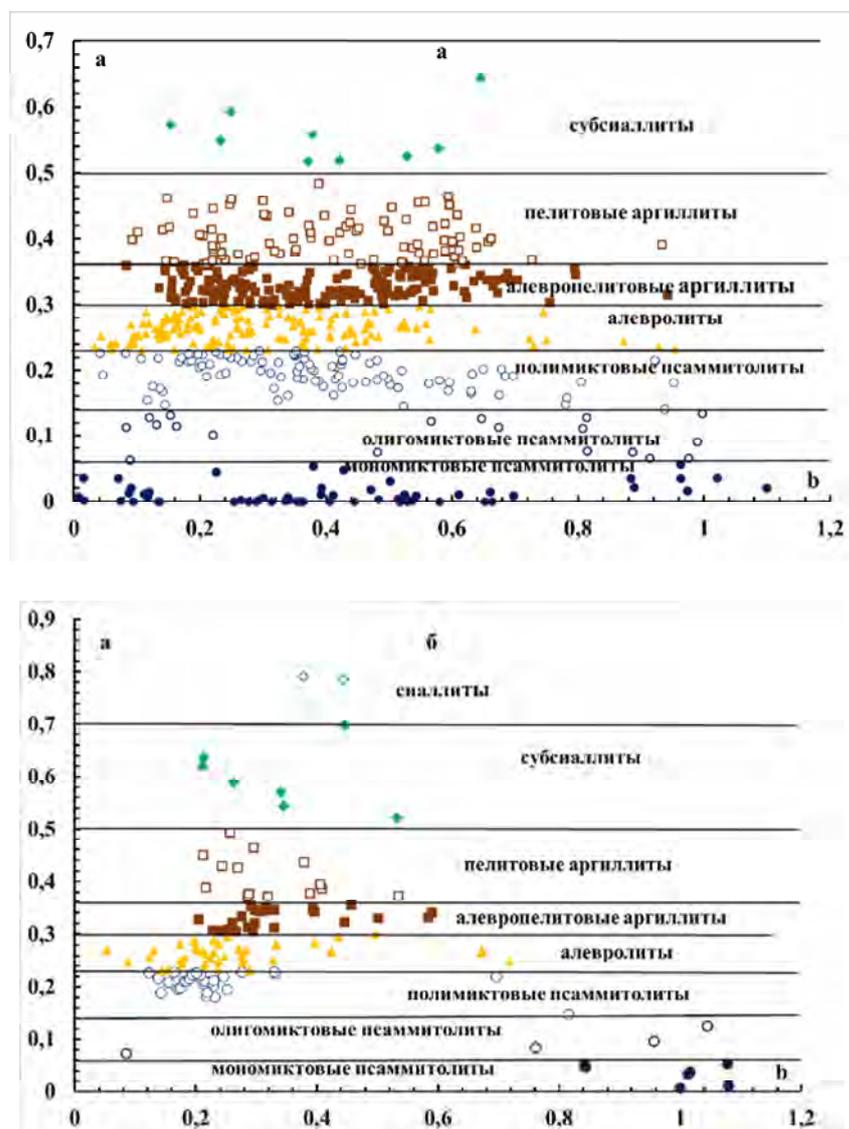


Рисунок 12 – Графики распределения величин а-б [36] в комплексах пород подвижных поясов обрамления, развитых по периферии ВосточноСибирского кратона (а) и Енисейского кряжа (б)

Распределение величин a и b в ваханском и музкольском комплексах различаются. Для первого характерно доминирование полимиктовых псаммитолитов, алевролитов, при слабом развитии алевропелитовых аргиллитов, ограниченном – моно-и олигомиктовых псаммитолитов и пелитовых аргиллитов. В музкольском комплексе распространены более зрелые осадки – алевролиты, пелитовые аргиллиты, латериты. Мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты, субсиалиты и сиалиты мало развиты (Рисунок 13). В отличие от комплексов Сибирского и Фенноскандинавского кратонов ваханский и музкольский комплекс Памира, характеризуется слабым развитием пород с высокими значениями b [36] – обычно 0,3–2, редко $\approx 0,6$ (Рисунок 13). Их источниками могли быть калиевые граниты, обедненные железом. Этому соответствуют и параметр k ваханского (k_{\min} - k_{\max} =0,10-84) и музкольского (k_{\min} - k_{\max} =0,07-0,93) комплексов [36] с доминированием крайне высоких значений, которые не встречаются среди пород комплексов подвижных поясов в обрамлении Сибирского кратона

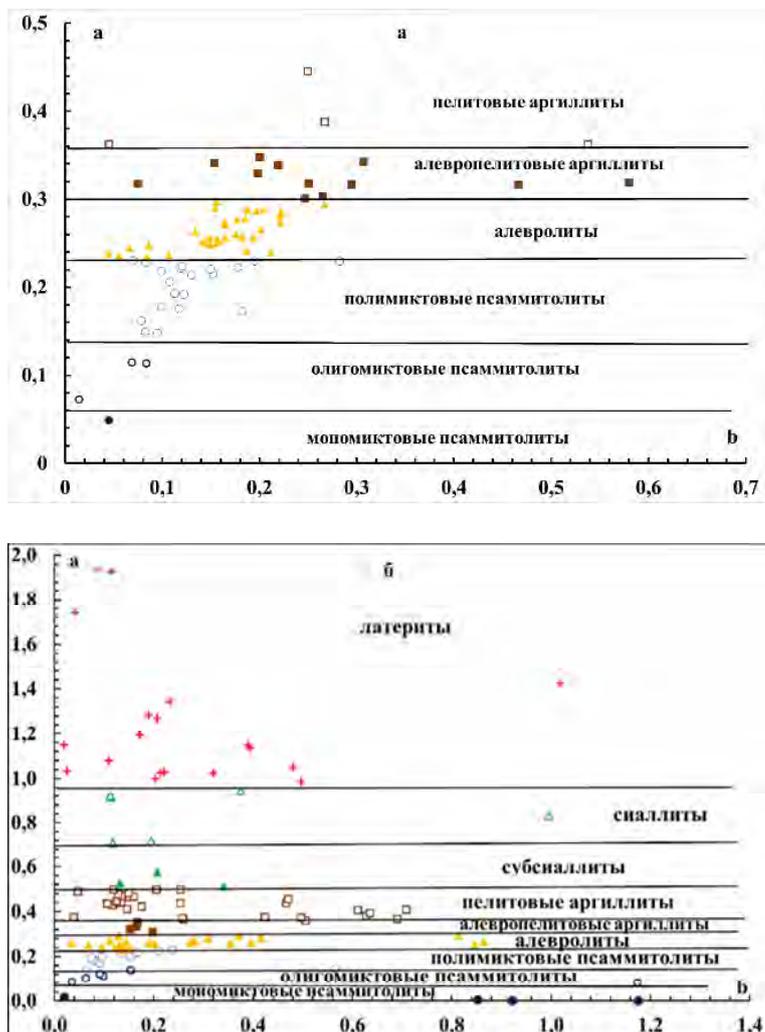


Рисунок 13 - Графики распределения величин a - b [36] в породах ваханского (а) и музкольского (б) комплексов

Питающие провинции (области сноса) метаосадков. На графиках содержаний петрогенных и редких элементов в алевропелитовых аргиллитах линии составов пород Сибирского и Фенноскандинавского кратонов; подвижных поясов в обрамлении Сибирского кратона; ваханского и музкольского комплексов Памира; Енисейского кряжа расположены симбатно относительно друг-друга, значений поля ТТГА [70] и архейских толеитов ТН-1 [71] (Рисунок 14).

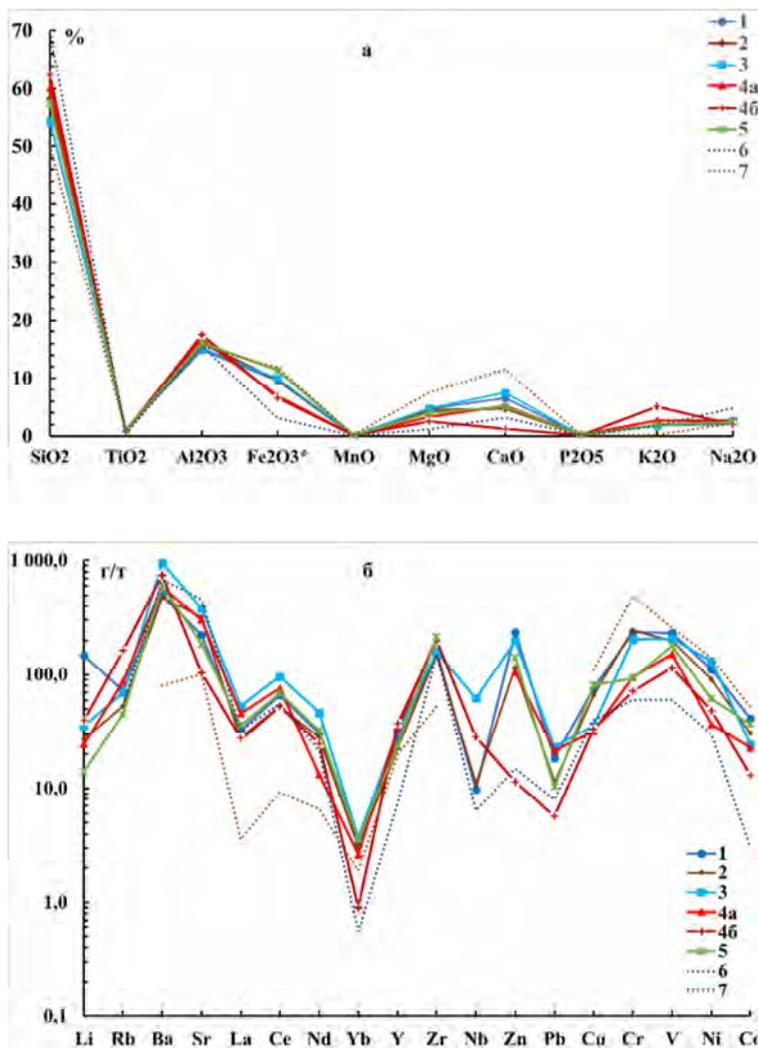


Рисунок 14 - Распределение петрогенных (а) и редких элементов (б) в алевропелитовых аргиллитах пород комплексов: Сибирского (1) и Фенноскандинавского (2) кратонов; подвижных поясов в обрамлении Сибирского кратона (3); ваханского (4а) и музкольского комплексов (4б) Памира; Енисейского кряжа (5); ТТГА (6 – [70]); архейские толеиты ТН-1 (7 – [71])

Составы комплексов Сибирского и Фенноскандинавского кратонов по содержаниям петрогенных окислов почти все расположены в поле значений ТТГА [70] и архейских толеитов ТН-1 [71]. Линии содержаний петрогенных и редких элементов для пород подвижных поясов в обрамлении Сибирского кратона и Памира также имеют симбатный характер. При этом линии содержаний K_2O (Рисунок 14 а), а также значения для Ba, La, Ce,

Nd, Yb, Y, Zr расположены в большинстве случаев значительно выше величин поля ТТГА им ТН-1 (Рисунок 14 б). Линии содержаний Cu, Cr, V, Ni, Co находятся в поле архейских ТТГА и толеитов. Подобная симбатность линий на графиках петрогенных и редких элементов в породах, кроме алевролитовых аргиллитов, присуща алевролитам и пелитовым аргиллитам.

Обогащение K_2O , Ba, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr (Рисунок 14) неопротерозойских протолитов зрелых метаосадков в подвижных поясах в обрамлении Сибирского кратона (слюдянском, ольхонском, барбитайском, святоносском), ваханском и музкольском комплексах Памира) отражает участие в питающих провинциях калиевых гранитоидов. На диаграмме (Рисунок 15 а) содержаний суммы литофильных (Rb, Ba, Sr) и элементов группы железа (Co, Ni, Cr, V) в алевролитах комплексов Сибирского и Фенноскандинавского кратонов, поясов обрамления Сибирского кратона, ваханского и музкольского комплекса прослеживается геохимическая специфика, отражающая редкоэлементный состав питающих провинций.

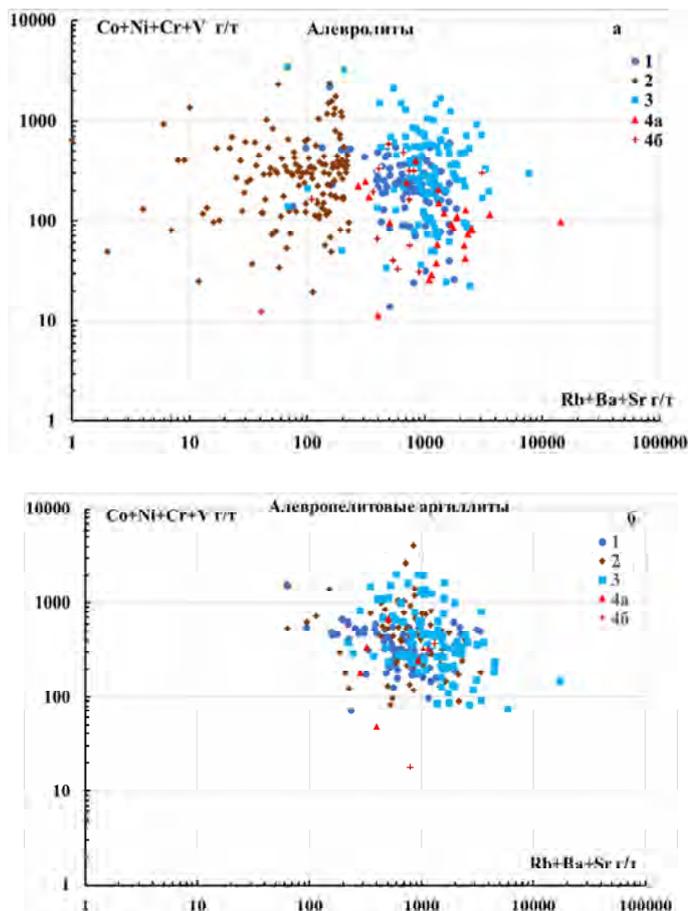


Рисунок 15 - Распределение литофильных и сидерофильных элементов в алевролитах (а) и алевропелитовых аргиллитах (б)

1 – породы комплексов Сибирского кратона, 2 – породы комплексов Фенноскандинавского кратона, 3 – породы комплексов подвижных поясов Сибирского кратона; 4а – породы ваханского комплекса, 4б – породы музкольского комплекса.

На рисунке точки составов алевролитов Фенноскандинавского кратона образуют левое поле, отражающее их обеднение литофильными элементами (Рисунок 15 а) и правое поле точек пород ими обогащенных – Сибирского кратона, комплексов в подвижных поясах Сибирского кратона, Памира (Рисунок 15 а). При этом комплексы Памира (Рисунок 15), судя по расположению точек, характеризуются меньшими содержаниями редких элементов группы железа. На диаграммах этих же элементов для других типов метаосадков, например, алевропелитовых аргиллитов (более тонкой фракции) – поля точек содержаний элементов разных структур рассеяны по всему полю, не образуя ярко выраженных областей, но фиксируют более широкое участие в питающих провинциях лейкократовых ТТГА, а не мафических пород (Рисунок 15 б). В обоих случаях поля точек составов (Рисунок 15) отражают геохимическую специфику питающих провинций разных регионов – обогащенность (обедненность) литофильными – сидерофильными элементами зрелых осадков – алевролитов и алевропелитовых аргиллитов.

Совокупность имеющихся данных указывает на то, что питающими провинциями в неопротерозое для комплексов подвижных поясов развитых в обрамлении Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский), кроме метаосадочных и метамагматических пород Оротского и Урикско-Ийского зеленокаменных поясов, китойского, шарыжалгайского комплексов, черемшанской свиты входили и нижнепротерозойские гранитоиды саянского, шумихинского, приморского комплексов. Об этом свидетельствуют: повышенные в зрелых метаосадках параметр k [36]; высокие содержания K_2O , Ba, Ce, Nd, La, Zr (Рисунок 14); распределение сидерофильных (Co, Ni, Cr, V) и литофильных (Rb, Ba, Sr) в алевропелитах и алевропелитовых аргиллитах (Рисунок 15). На примере Коры выветривания являются относительно редкими образованиями. Они присутствуют как в раннем докембрии (китойском комплексе), так и в фанерозое (музкольском комплексе).

Формирование метаосадочных пород происходило в раннем архее – фанерозое циклично и единственной питающей провинцией в Сибирском и Фенноскандинавском кратоне являлись ТТГА, в значительно меньшей степени, зеленокаменные пояса. Они были областями сноса в раннем архее-палеопротерозое для гранулитовых и зеленокаменных комплексов Сибирского кратона (ОЗП, УИЗП, гранулитовые китойский и шарыжалгайский комплексы, черемшанская свита). В неопротерозое все они, и уже палеопротерозойские калиевые гранитоиды (саянский, приморский, шумихинский и другие комплексы) стали питающими провинциями для комплексов в подвижных поясах обрамления Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский святоносский). По этому механизму формировались разновозрастные комплексы Памира. Все это отражает проявление в раннем

архее-палеопротерозое, палеопротерозое, неопротерозое механизма континентального рециклинга [72] при становлении верхнего слоя коры в зонах субдукции.

Минералогия докембрия и фанерозоя. Почти все структуры Сибирского кратона содержат промышленные залежи железных руд, а китойский комплекс еще и силлиманитовых. Это мономинеральные и полиминеральные железистые и силлиманитовые кварциты, иногда промышленные. В комплексах обоих кратонов присутствуют крупные железорудные месторождения, но гигантские отмечаются только на Северо-Западе России. В магнетитовых мраморах ОЗП пояса находится крупнейшее в России месторождение маложелезистого талька, в доломитовых – офиокальцита. Для черемшанской свиты, в которой отмечаются неоархейские модельные возрасты, характерно колчеданное оруденение.

Породы комплексов подвижных поясов Сибирского кратона – крупнейшие в стране месторождения мраморов цементного сырья и декоративных кальцифиоров, апатита (карбонат-диопсидового типа), графита, кварца. Вмещающие мраморы являются главным благоприятным литологическим фактором в формировании месторождений флогопита, лазурита, апатита, графита. В ваханском и музкольском комплексах к метаосадочным породам приурочены месторождения рубина, шпинели, лазурита, талька.

ВЫВОДЫ

1. Систематизированы петрогеохимические, изотопно-геохронологические, металлогенические данные по метаосадочным породам Фенноскандинавского и Сибирского кратонов, подвижных поясов в его обрамлении, Памира. Полученные результаты позволили установить закономерности проявления литогенеза от мезоархея до фанерозоя.

2. Предложена методология систематизации данных для метаосадочных пород при использовании параметров **a-b** [36]. При исследованиях архейских и палеопротерозойских метаосадочных пород были впервые установлены близкие соотношения в них обломочных (не зрелых – метапсаммитолитов), зрелых метаосадочных типов пород, кор выветривания. Наиболее широким развитием пользуются зрелые метаосадки – алевролиты, алевропелитовые и пелитовые аргиллиты; в меньшей степени развиты – полимиктовые псаммитолиты и субсиаллиты. Мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты, сиалиты и латериты отмечаются довольно редко в отдельных структурах.

3. Области сноса (питающими провинциями) для комплексов подвижных поясов развитых в обрамлении Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский комплексы) являются: 1 – архейские ТТГА и зеленокаменные пояса; 2 – присутствующие в них неоархейско-палеопротерозойские метамагматические и

метаосадочные образования; 3 – массивы палеопротерозойских гранитоидов (саянский, шумихинский, приморский комплексы).

4. Формирование метаосадков архейско-палеопротерозойского возраста Восточной Сибири, на Северо-Западе России, ваханского комплекса на Памире происходило за счет раннеархейских ТТГА, основных и ультраосновных пород, их переработки при проявлении континентального рециклинга [72]. По этому же механизму, уже за счет древних раннеархейских ТТГА и новообразованных архейско-палеопротерозойских пород, калиевых гранитоидов Сибири и Памира в неопротерозое осуществляется формирование протолитов неопротерозойских осадков в Сибири, музкольского комплекса – на Памире.

5. С проявлением литогенеза связывается образования гигантских по размерам месторождений железистых кварцитов в Фенноскандинавском кратоне и крупных - в Восточной Сибири. В породах подвижных поясов в обрамлении Сибирского кратона и на Памире присутствуют значимые месторождения декоративных и цементных мраморов, маложелезистого апатита.

Раздел 4 Природа и состав источников вещества позднепалеозойских и раннемезозойских субдукционных и постаккреционных вулканических серий пород 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 [26] и, соответственно, с внутриконтинентальными орогенными поясами, возникавшими на месте закрывшихся палеоокеанов. Центральнo-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 [73]. Все перечисленные породные комплексы имеют мантийное происхождение и представляют собой ювенильную кору, которая вовлекается при аккреции в процессы гранитообразования. Этот вывод подкрепляется тем, что наиболее яркой чертой гранитоидов Центральной Азии являются преобладающие положительные $\varepsilon_{Nd(t)}$ и молодые модельные возрасты $T_{Nd(DM)}$ [74, 75]. Было предположено, что ЦАОП представляет собой наиболее значительную структурно-вещественную «единицу» роста континентальной коры в фанерозойское время [76]. Однако позднее было показано, что значительная часть островодужных комплексов ЦАОП не могут считаться в полной мере ювенильными, т.к. они формировались на более древней континентальной коре или с добавкой более древнего рециклированного осадочного материала [77]. Таким образом, выяснение соотношения ювенильного и более древнего рециклированного вещества является важнейшим параметром, определяющим историю формирования коры внутриконтинентальных орогенных поясов.

Монголо-Охотский орогенный пояс (МОП) является одной из важнейших структур ЦАСП [78] (Рисунок 16). В Забайкальской части МОП представлены наиболее полно сохранившиеся фрагменты островодужных комплексов, а также весь спектр образований его аккреционной призмы, что позволяет провести оценку соотношения ювенильного и рециклированного осадочного материала в коре этого орогена. Наиболее представительными фрагментами ювенильной коры в этой части МОП являются образования Каменского островодужного террейна, а также ургуйской вулканогенно-осадочной свиты [79] (Рисунок 16). Каменский террейн является индикатором зоны субдукции вдоль северо-западной (в современных координатах) окраины МОП с падением под Сибирский палеоконтинент, а отложения ургуйской свиты свидетельствуют о существовании субдукционных процессов на окраине Аргунского супертеррейна, обрамлявшего МОП с юго-востока.

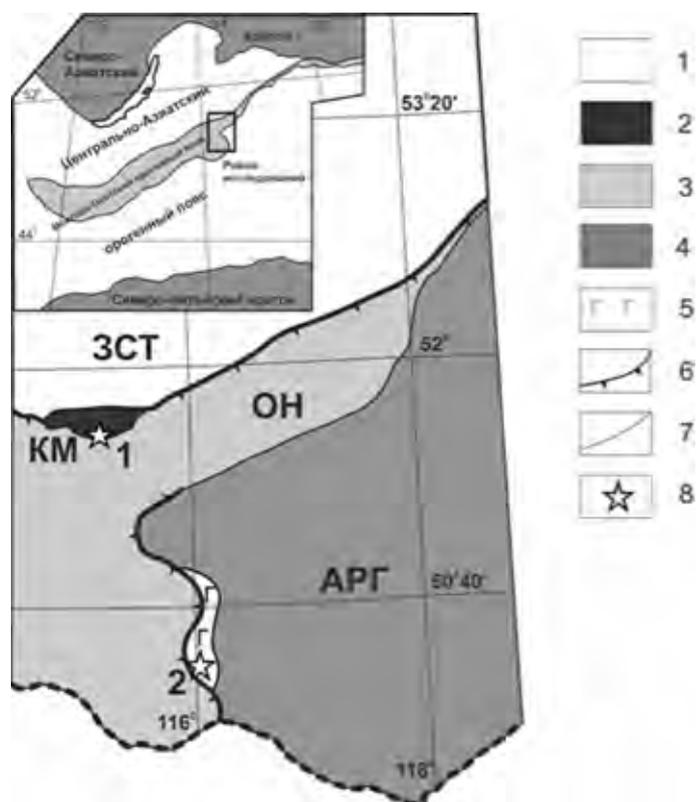


Рисунок 16 - Схема положения Монголо-Охотского орогенного пояса в структуре Центрально-Азиатского орогена, а также соотношения террейнов в центральной части МОП по [78, 79]

Условные обозначения: 1 – Западно-Становой террейн (ЗСТ); 2 – Каменский островодужный террейн (КМ); 3 – Ононский террейн аккреционного клина (ОН); 4 – Аргунский супертеррейн (АРГ); 5 – отложения уртуйской свиты; 6 и 7 – надвиги и разломы, ограничивающие МОП; 8 – положение объектов исследования: 1 – каменная свита; 2 – уртуйская свита.

В составе Каменского террейна объединены интрузии береинского габбро-диорит-тоналитового комплекса и тесно пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменной свиты [80]. Последняя представляет собой переслаивание осадочных пород – вулканомиктовых конглобрекций и гравелитов, а также туфопесчаников и туфоаргиллитов, с вулканитами базальт-андезит-базальт-андезит-дацит-риолитовой серии. Вулканиты претерпели глубокие зеленокаменные изменения. Разрезы свиты характеризуются резкой изменчивостью и распределение вулканитов в них неравномерное. Габбро и диориты Береинского комплекса тесно пространственно связаны с вулканогенно-осадочной толщей, образуя в ней дайки, многочисленные апофизы и мелкие интрузивные тела. В результате изотопного датирования габбро-диоритов по цирконам U-Pb методом на SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) был получен возраст $254,3 \pm 5,1$ млн. лет [81], что соответствует поздней перми. Это позволяет принять и возраст вмещающей вулканогенно-осадочной толщи как позднепермский. Вулканиты свиты принадлежат к серии нормальной суммарной щелочности и умеренной калиевоности. Немногочисленные составы

базальтов попадают в категорию субщелочных. Нормированные спектры распределения редких земель в базальтах, андезибазальтах, андезитах и риолитах являются умеренно обогащенными – $La/Yb_{(N)} = 1,96-4,31$. Мультикомпонентная диаграмма базальтов каменской свиты (Рисунок 17) демонстрирует характеристики, типичные для островодужных вулканитов – высокий уровень накопления K, Rb, Ba, Sr, Ba и резкое преобладание LILE над HFSE, что является характерным признаком пород, связанных своим происхождением с зоной субдукции.

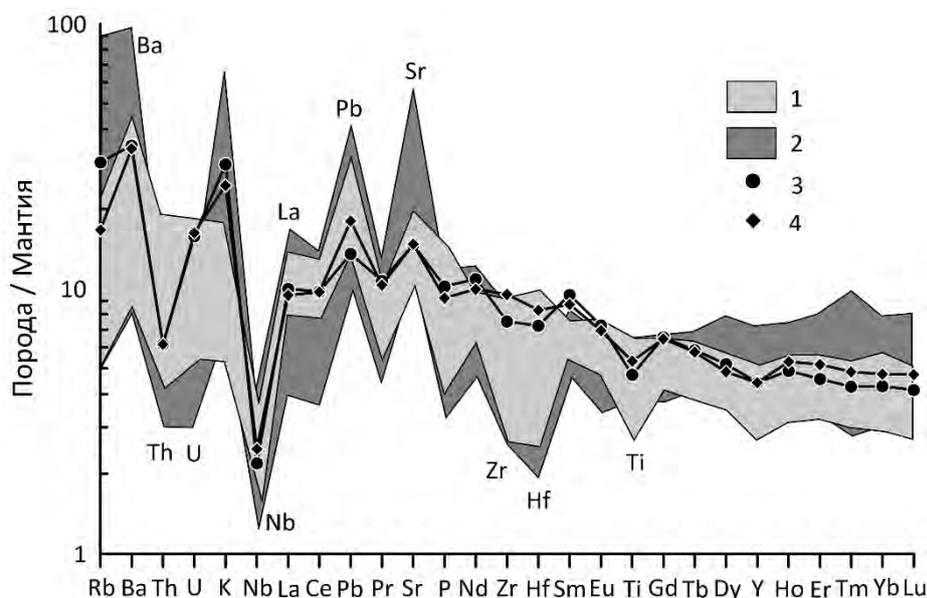


Рисунок 17 - Мультикомпонентная диаграмма для базальтов каменской (1) и уртуйской (2) свит

В качестве эталонов островодужных базальтов показаны составы базальтов вулкана Толбачик нормальной калиевости (3) и высококалиевого (4) по [82]. Нормирование проводилось к составу примитивной мантии по [83].

Уртуйская свита сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, аркозовыми и граувакковыми песчаниками, с которыми нередко ассоциируют яшмоиды и кремнистые породы, линзы известняков, иногда - основные и кислые вулканиты. Возраст свиты обоснован биостратиграфически и соответствует раннему карбону [84]. Отложения свиты характеризуются большим разнообразием типов разрезов и их изменчивостью по латерали. Вулканиты уртуйской свиты представлены преимущественно базальтами, претерпевшими зеленокаменные изменения. Более кислые разновидности вулканитов присутствуют в резко подчиненном количестве. Базальты принадлежат к серии как нормальной суммарной щелочности, так и к субщелочной. Большинство их составов являются умеренно калиевыми при подчиненном количестве высоко калиевых разностей. Нормированные спектры распределения редких земель являются слабо и умеренно обогащенными – $La/Yb_{(N)} = 0,98-1,83$. Для высококалиевых разностей характерны более дифференцированные спектры

распределения лантаноидов $La/Yb_{(N)} = 4,62-7,04$. Мультикомпонентная характеристика базальтов уртуйской свиты в полной мере соответствует породам субдукционных обстановок (Рисунок 17).

Таким образом, вулканиты как каменской, так и уртуйской вулканогенно-осадочных свит являются производными островодужного магматизма и представляют собой ювенильную составляющую в составе континентальной коры Монголо-Охотского орогенного пояса.

Изотопные Sm-Nd исследования вулканитов и вулканогенно-осадочных пород каменской и уртуйской свит были проведены в Центре коллективного пользования изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) NEPTUNE Plus по методике [85].

Полученные результаты, представленные на (Рисунок 18), позволяют оценить характеристики ювенильной коры в Забайкальском секторе МОП, а также масштабы возможного участия ее вещества в формировании осадков аккреционного клина пояса. Для оценки величин модельного возраста $T_{Nd(DM)}$ в породах вулканогенно-осадочных толщ использовались разности пород с величиной $^{147}Sm/^{144}Nd < 0,14$.

Весь спектр вулканитов каменской свиты от базальтов до риолитов имеют положительные величины $\epsilon_{Nd(254MA)} = +1,4- (+3,8)$ и $T_{Nd(DM)} = 896-920$ млн. лет. Величины $\epsilon_{Nd(350MA)}$ в базальтах уртуйской свиты так же положительны и лежат в пределах $+1,7- (+6,0)$ при $T_{Nd(DM)} = 773-939$ млн. лет. Таким образом, величины $\epsilon_{Nd(t)}$ в островодужных вулканитах обеих свит указывают на непосредственную связь этих магматических образований с деплетированным изотопным мантийным источником. В тоже время, величины $T_{Nd(DM)}$ вулканитов, лежащие в пределах $773 - 939$ млн. лет и заметно превышающие оценки геологического возраста пород, могут служить указанием на некоторое влияние рециклированного осадочного материала, вовлекавшегося в процессы магмогенерации в процессе субдукции.

Поступление ювенильного вулканогенного материала в бассейн осадконакопления должно было сказаться на изотопных характеристиках осадков, накапливавшихся вблизи островных дуг и (или) активных континентальных окраин. Туфоалевролиты каменской свиты имеют положительные значения $\epsilon_{Nd(254MA)} = +2,8- (+3,5)$ при $T_{Nd(DM)} = 938-993$ млн. лет, что полностью сопоставимо с изотопными характеристиками вулканитов и указывает на ювенильный характер источника вещества осадков. В отличие от осадочных пород каменской свиты исследованные туфоалевролиты уртуйской свиты имеют более низкие величины $\epsilon_{Nd(350MA)} = + 1,0- (-3,4)$ при существенно более древних модельных Nd изотопных

возрастах - $T_{Nd(DM)}=1142-1408$ млн. лет. Это свидетельствует о существенной доле более древнего рециклированного корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты по сравнению с каменной. Таким источником могли служить позднерифейские образования Аргунского террейна, представленные гранитоидами урулюнгуевского комплекса и осадочными отложениями даурской серии. Гранитоиды характеризуются $\epsilon_{Nd(800MA)} = -0,4 - (-1,7)$ при $T_{Nd(DM)} = 1550 - 1720$ млн. лет [86], тогда как метаосадочные породы имеют $\epsilon_{Nd(t)} = -2,0 - (-7,0)$ при $T_{Nd(DM2)} = 1657-2063$ млн. лет [87] (Рисунок 18).

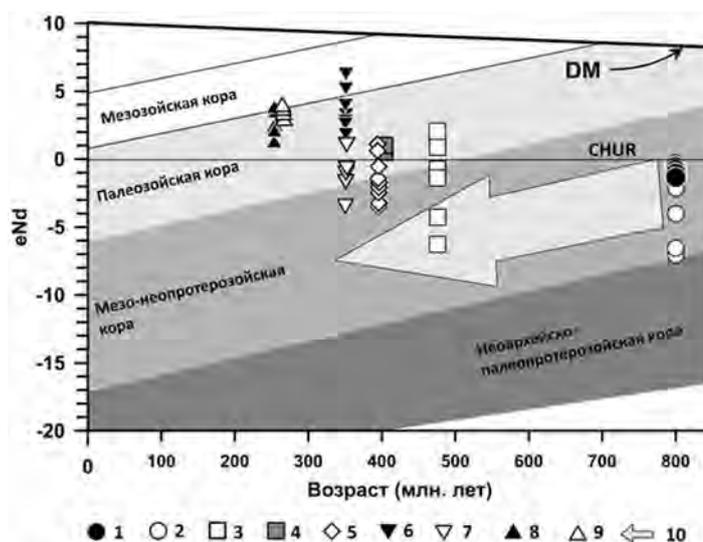


Рисунок 18 – Диаграмма ϵ_{Nd} – "Возраст" для пород вулканогенно-осадочных и интрузивных образований Забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса

Условные обозначения: 1 – граниты урулюнгуевского комплекса Аргунского супертеррейна [86]; 2 – метаосадочные породы Даурской серии Аргунского супертеррейна [87]; 3 - метаосадочные породы ононской свиты Ононского террейна аккреционного клина; 4 - метаосадочные породы чиндантской свиты Ононского террейна аккреционного клина; 5 – метаосадочные породы усть-борзинской свиты Ононского террейна аккреционного клина; 6 – вулканиты уртуйской свиты; 7 – осадочные породы уртуйской свиты; 8 – вулканиты каменной свиты; 9 – осадочные породы каменной свиты; 10 – тренд эволюции во времени изотопного состава Nd магматических и метатерригенных пород Аргунского супертеррейна. Границы областей коровой эволюции изотопного состава Nd даны по [88].

Более широко масштаб добавленного рециклированного корового вещества в бассейн осадконакопления может быть определен благодаря привлечению данных об изотопном составе Nd в метаосадочных породах аккреционного клина МОП (Рисунок 18). Последний представлен главным образом породами ононской, чиндантской и усть-борзинской свит, объединенными в составе Ононского террейна [79]. Возраст первой свиты может быть определен как ордовикский [89], а двух других – как девонский [90]. Изотопный состав Nd в этих породах характеризуется главным образом отрицательными величинами $\epsilon_{Nd(t)} = -0.3 - (-$

7.0) при $T_{Nd(DM-2)} = 1100-1770$ млн. лет, что свидетельствует о присутствии значительной доли рециклированного корового вещества, сопоставимого с позднерифейскими образованиями Аргунского террейна. Некоторая часть метаосадочных пород имеет слабоположительные значения $\epsilon_{Nd(t)} = +0.7 - (+2.0)$, что является признаком присутствия ювенильной коровой компоненты.

Проведенные Sm-Nd изотопные исследования вулканитов островодужной природы каменной и уртуйской свит Забайкальской части МОП позволяют определить параметры ювенильной коры орогенного пояса, которая характеризуется положительными величинами $\epsilon_{Nd(t)}$ и модельными возрастными $T_{Nd(DM)} < 1000$ млн.лет. Эта оценка в полной мере согласуется с Sm-Nd изотопными характеристиками ювенильной коры ЦАОП [91]. В составе метаосадочных пород аккреционного клина МОП существенно преобладает рециклированное коровое вещество, источником которого, вероятно, являются позднерифейские комплексы Аргунского супертеррейна.

В позднем мезозое в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса широкое развитие получила внутриплитовая активность, с которой связано формирование системы рифтогенных впадин, где проявились вулканиты трахибазальтовой серии. Завершающий эпизод активности Пра-Африканского суперплюма в Центральной Азии в позднеюрское – раннемеловое время обусловил формирование обширного Монгольско-Забайкальского ареала внутриплитового магматизма, охватывающего систему рифтогенных впадин, протянувшуюся более чем на 1500 км из Восточной Монголии через Восточное Забайкалье в Восточное Приамурье [92]. В настоящее время эта обширная вулканическая область подразделяется на Северо-Монгольско-Западно-Забайкальскую (СМЗЗ) и Восточно-Монгольско-Забайкальскую (ВМЗ) вулканические области [93, 94, 95]. С большинством впадин этих вулканических областей связаны проявления вулканитов трахибазальтовой серии, которая в ряде случаев имеет бимодальный характер.

Исследованы изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских вулканитов трахибазальтовой серии Харанорской и Торейской рифтогенных впадин ВМЗ, показавшие следующее. В рамках изотопной Sr-Nd изотопной систематики трахибазальты Харанорской впадины имеют величины $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7047-0,7058$ при значениях $\epsilon_{Nd(t)} = +1,3 - (-3,6)$, а трахибазальты Торейской впадины - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7046-0,7052$ и $\epsilon_{Nd(t)} = -1,3 - (-1,8)$ (Рис.4). Эти величины являются характерными как для позднемезозойских трахибазальтов СМЗЗ, так и ВМЗ [93, 94, 96, 97]. Важной особенностью трахибазальтов СМЗЗ и ВМЗ является присутствие единичных разностей с изотопными характеристиками деплетированного домена мантии - $\epsilon_{Nd(t)} = +4 - (+6)$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 < 0,7045$, что свидетельствует о подчиненном присутствии в составе вулканитов вещества истощенного

мантийного источника типа PREMA. Отклонение некоторых составов трахибазальтов в область более радиогенных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ при отрицательных величинах $\epsilon\text{Nd}(t)$ может быть объяснено как влиянием субдукционных процессов на источник расплавов, так и незначительной коровой контаминацией последних.

В рамках изотопной Sr-Nd изотопной систематики трахибазальты Харанорской впадины имеют величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7047-0,7058$ при значениях $\epsilon\text{Nd}(t) = +1,3 - (-3,6)$, а трахибазальты Торейской впадины - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7046-0,7052$ и $\epsilon\text{Nd}(t) = -1,3 - (-1,8)$ (Рисунок 19). Эти величины являются характерными как для позднемезозойских трахибазальтов СМЗЗ, так и ВМЗ [93, 94, 96, 97]. Важной особенностью трахибазальтов СМЗЗ и ВМЗ является присутствие единичных разностей с изотопными характеристиками деплетированного домена мантии - $\epsilon\text{Nd}(t) = +4 - (+6)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 < 0,7045$, что свидетельствует о подчиненном присутствии в составе вулканитов вещества истощенного мантийного источника типа PREMA. Отклонение некоторых составов трахибазальтов в область более радиогенных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ при отрицательных величинах $\epsilon\text{Nd}(t)$ может быть объяснено как влиянием субдукционных процессов на источник расплавов, так и незначительной коровой контаминацией последних.

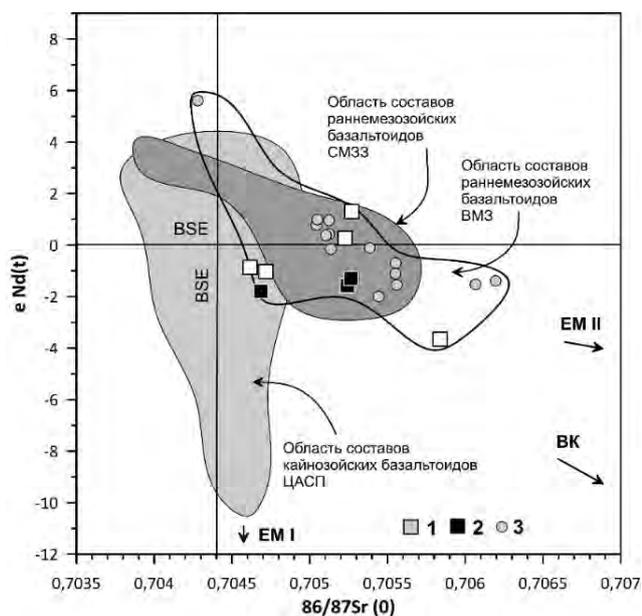


Рисунок 19 - Изотопная диаграмма $\epsilon\text{Nd}(t) - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$ для пород трахибазальтовой серии Торейской и Харанорской позднемезозойских рифтогенных впадин Восточно-Монгольско-Забайкальской (ВМЗ) вулканической области

Условные обозначения: 1 – трахибазальты Харанорской впадины; 2 – трахибазальты Торейской впадины, 3 – трахибазальты Усуглинской, Ингодинской, Александрово-аводской впадин ВМЗ [96]. Область составов мезозойских внутриплитовых базальтоидов Северо-Монгольско-Западно-Забайкальской (СМЗЗ) вулканической области показаны по [93, 97].

Изотопная Sr-O систематика трахибазальтов представлена на (Рисунок 20). Для оценки соотношения «мантийного» и «корового» компонентов в основных магмах рассчитаны разные варианты моделей смешения гипотетического мантийного и верхнекорового вещества (модели I - IV). Параметры моделей приведены в подрисуночной подписи к рисунку 20. Особенности вариаций величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{18}\text{O}$ в трахибазальтах не могут быть объяснены в рамках модели смешения мантийного вещества с материалом «зрелой» верхней коры, т.к. образует более крутой тренд по сравнению с линиями смешения моделей I и II. Это противоречие снимается, если предположить, что коровый компонент будет иметь менее радиогенный состав Sr по сравнению с величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}=0,719$, принимаемой для верхней континентальной коры, что иллюстрируется моделью смешения IV, в которой коровый источник характеризуется величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}= 0,708$.

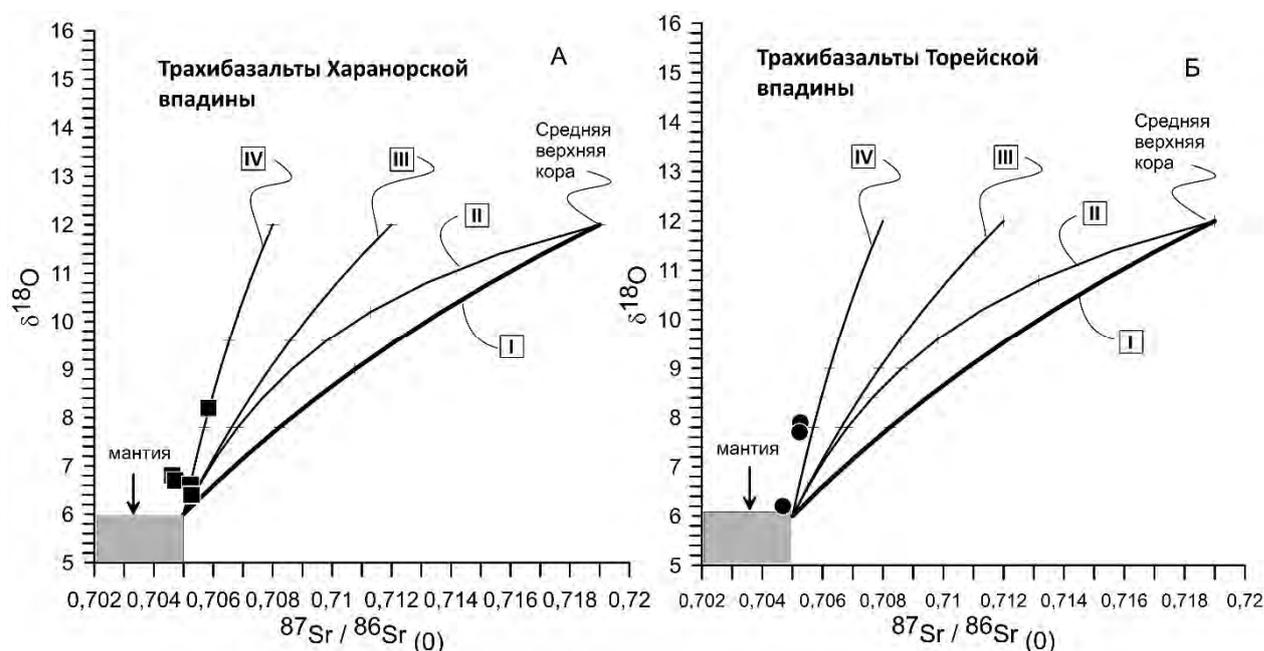


Рисунок 20 - Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} - \delta^{18}\text{O}$ для трахибазальтов Харанорской (А) и Торейской (Б) впадин Юго-Восточного Забайкалья

Модели смешения вещества мантийного и корового источников с параметрами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}=0,705$, $\text{Sr}=1000\text{ppm}$, $\delta^{18}\text{O}=6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}=0,719$, $\text{Sr}=350\text{ppm}$, $\delta^{18}\text{O}=12$ соответственно (I); с параметрами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}=0,705$, $\text{Sr}=500\text{ppm}$, $\delta^{18}\text{O}=6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}=0,719$, $\text{Sr}=350\text{ppm}$, $\delta^{18}\text{O}=12$ соответственно (II); а также (III) и (IV) - модели смешения мантийного компонента ($\text{Sr}=500\text{ppm}$) с гипотетическими коровыми резервуарами с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}=0,712$ и $0,708$ соответственно.

Вариации изотопного состава стронция и кислорода большинства исследованных трахибазальтов могут быть объяснены процессами смешения мантийного вещества с коровым источником, для которого величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ лежат в пределах $0,708-0,712$ при $\delta^{18}\text{O}=12-15$, что соответствует моделям I и II. Таким источником могут быть существенно

терригенно-осадочные и вулканогенно-осадочные образования палеозойских аккреционных комплексов Центрально-Азиатского орогенного пояса.

ВЫВОДЫ

1. В фанерозойское время процессы формирования континентальной коры были связаны с конвергентными геодинамическими обстановками и, соответственно, с внутриконтинентальными орогенными поясами, возникавшими на месте закрывшихся палеоокеанов. Выяснение соотношения ювенильного и более древнего рециклированного вещества является важнейшим параметром, определяющим историю формирования коры орогенов. Монголо-Охотский орогенный пояс является одной из важнейших структур Центральной Азии. В его центральной – Забайкальской, части представлены наиболее полно сохранившиеся фрагменты островодужных комплексов, а также весь спектр образований его аккреционной призмы, что позволило провести оценку соотношения ювенильного и рециклированного осадочного материала в коре этого орогена.

2. Наиболее представительными фрагментами ювенильной коры в этой части пояса являются вулканогенно-осадочные образования каменной и уртуйской свит позднепалеозойского возраста. Первая из них является индикатором зоны субдукции вдоль северо-западной окраины Монголо-Охотского палеоокеана с падением под Сибирский палеоконтинент, а вторая – вдоль юго-восточной, с падением под Аргунский супертеррейн. Весь спектр вулканитов каменной свиты от базальтов до риолитов имеют положительные величины $\epsilon\text{Nd}(254\text{MA}) = +1,4 (+3,8)$ и $\text{TNd}(\text{DM})=896-920$ млн. лет. Величины $\epsilon\text{Nd}(350\text{MA})$ в базальтах уртуйской свиты так же положительны и лежат в пределах $+1,7-(+6,0)$ при $\text{TNd}(\text{DM})= 773-939$ млн. лет. Это позволяет определить характеристики ювенильной коры орогенного пояса, которая характеризуется положительными величинами $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельными возрастными $\text{TNd}(\text{DM}) < 1000$ млн.лет. В составе метаосадочных пород аккреционного клина Монголо-Охотского орогенного пояса существенно преобладает более древнее рециклированное коровое вещество, источником которого, вероятно, являются позднерифейские комплексы Аргунского супертеррейна.

3. В позднем мезозое в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса широкое развитие получила внутриплитовая активность, с которой связано формирование системы рифтогенных впадин, где проявились вулканиты трахибазальтовой серии. Исследованы изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских вулканитов Харанорской и Торейской рифтогенных впадин Восточно-Монгольско-Забайкальской вулканической области, показавшие следующее. Трахибазальты обеих рифтогенных впадин имеют умеренно низкие величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^0 = 0.7046-0.7058$ и близкие к нулевым либо слабо

отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(T) = 1,3 - (-3,7)$. Их изотопно-геохимические особенности являются типичными для позднемезозойских базальтоидных пород рифтовых областей Монголии и Забайкалья. Отклонение некоторых составов трахибазальтов в область более радиогенных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ при отрицательных величинах $\epsilon\text{Nd}(t)$ может быть объяснено как влиянием субдукционных процессов на источник расплавов, так и незначительной коровой контаминацией последних. Вариации изотопного состава стронция и кислорода большинства исследованных трахибазальтов могут быть объяснены процессами смешения мантийного вещества с коровым источником, для которого величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$ лежат в пределах 0,708-0,712 при $\delta^{18}\text{O}=12-15$. Таким источником могут быть существенно терригенно-осадочные и вулканогенно-осадочные образования палеозойских аккреционных комплексов Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Раздел 5 Характеристика поведения рудных и сопутствующих несовместимых элементов в зонах субдукции океанического и континентального типов по данным исследования сульфидов из высокобарических пород

Зоны субдукции представляют собой обстановки длительного химического рециклинга между геосферами Земли. Метаморфогенные флюиды, являющиеся результатом прогрессивной регидратации погружающегося слэба, играют ключевую роль в массопереносе при рециклировании корового субстрата и, в частности, летучих компонентов в мантию и инициацию надсубдукционного вулканизма [98]. В частности, процессам субдукции сопутствуют гидротермальные проявления, в том числе крупных месторождений золота и переходных металлов островодужного и задугового происхождения, а вулканические дуги вмещают большую часть мировых запасов основных (Cu, Sn, Sb, Mo) и благородных (Au, Ag) металлов [99, 100]. Вместе с тем, роль надсубдукционного переноса металлов и сопутствующей роли окислительно-восстановительных агентов (к примеру, серы) в формировании месторождений и рудопоявлений до сих пор не представляется однозначной. В последние десятилетия в связи с этим значительно вырос объем данных изучения состава сульфидных минералов [101-107] и изотопных характеристик серы сульфидов, наблюдаемых в высокобарических комплексах (метаосадочные породы, метабазиты, серпентиниты), стадийности формирования и сохранности сульфидов в процессе прогрессивного и пикового метаморфизма. В то же время, большинство подобных работ посвящено хорошо изученным палеоокеаническим комплексам, к примеру [106, 107]. С целью характеристики поведения халькофильных элементов и ряда иных металлов и неметаллов, свойственных для сульфидных фаз, в высокобарических комплексах континентального происхождения выполнены предварительные минералогические (SEM-EDX), редкоэлементные (LA-ICP-MS) и изотопные (S) исследования сульфидов из эклогитов Северо-Муйского блока (СМБ) (северо-восточное Забайкалье) [108].

Предварительные минералого-петрографические исследования показали, что значимые количества сульфидных фаз наблюдаются в эклогитах участка р. Илеир (южная часть СМБ), в различной степени, затронутой ретроградной амфиболизацией, хлоритизацией и окварцеванием [109], тогда как наиболее свежие и амфиболизированные эклогиты основного эклогитового пояса (участок р. Илеир) обнаруживают лишь следовые количества сульфидных фаз или вовсе их отсутствие. Для исследования были выбраны 6 образцов метабазитов: три образца типичных симплектитовых эклогитов, с первичным омфацитом, полностью замещенным плагиоклаз-диопсид-амфиболовым симплектитовым агрегатом, и локальным развитием ретроградной амфиболизации; два образца эклогитов схожего типа, но

с значительной степенью амфиболизации (порфиробластовый Ca-Na и Ca-амфибол, Ca-амфиболы в симплектите и в каймах обрастания граната); один образец эклогита, ретроградно преобразованного до состояния эпидотового амфиболита. Петрографические характеристики в полированных шлифах исследованы с использованием поляризационного микроскопа Zeiss Axiolab; детальный анализ ассоциаций сульфидных минералов и микроструктур – с использованием микроскопа Olympus BX-53 с программным обеспечением MIRA C7 software. Идентификация фаз и их полуколичественный анализ выполнены с применением сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMN, оснащенного системой энергодисперсионного анализа AztecLive Advanced Ultim Max 40 system (Oxford Instruments Analytical Ltd.) в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН [110].

Сульфидная минерализация в эклогитах представлена преимущественно рассеянным пиритом в виде отдельных зерен размером от первых десятков - сотни микрон до первых мм, от ксеноморфных и округлых выделений (прежде всего в симплектитовых эклогитах), от идиоморфных крупных кристаллов (наиболее характерно для амфиболизированных эклогитов и амфиболита), зачастую с обильными пойкилитовыми включениями (Рисунок 21, 22). Рассеянная минерализация пространственно приурочена к интерстициям между пороодообразующими силикатами и часто ассоциирует с Ti-содержащими фазами эклогитов (рутилом, ильменитом и титанитом), в ряде случаев – структурами их замещения (рутил-ильменит, ильменит-титанит; Рисунок 21 d, 22 b-g). В амфиболите по эклогиту крупные идиобласты пирита наблюдаются в карбонатных (кальцитовых) обособлениях (Рисунок 21). В качестве самостоятельной фазы и в виде сростаний с пиритом присутствует ксеноморфный интерстициальный халькопирит (Рисунок 21 a, d, h, 22 a), который, однако, более часто наблюдается в виде включений и вростков (?) в пирите-хозяине (Рисунок 21 b, d, h, e, 22 d, f, g, i-j), причем при частично замещении/разложении пирита характерные структуры халькопирита в пирите сохраняются (Рисунок. 21 f). Более редок в качестве самостоятельной фазы пирротин (Рисунок 21 a, h, 22 a-b, h); в наименее амфиболизированных симплектитовых эклогитах он наблюдается в качестве отдельных субидiomорфных зерен и ксеноморфных выделений (Рисунок 21 a, h), а также реликтов среди продуктов замещения с сидеритом (Рисунок 22 e), а в существенно измененных эклогитах не обнаружен. Единоразы, в образце симплектитового эклогита Му-12-6, обнаружен сфалерит/вюртцит (Рисунок 22 b). По первичным сульфидам (прежде всего пириту) развиваются гидроокислы железа (Рисунок 21 c, 22 l), нукундамит (Рисунок 22 d, h), смитит. Крупные субидiomорфные и идиоморфные зерна пирита повсеместно содержат включения силикатных, прежде всего водосодержащих ретроградных фаз (амфибол, эпидот),

реже – граната, а также Ti-содержащих фаз (преимущественно титанита, реже - рутила) (к примеру, Рисунок 22 к), а также барит (Рисунок 22 с), распространение которого фиксируется на EDX картах пирита.

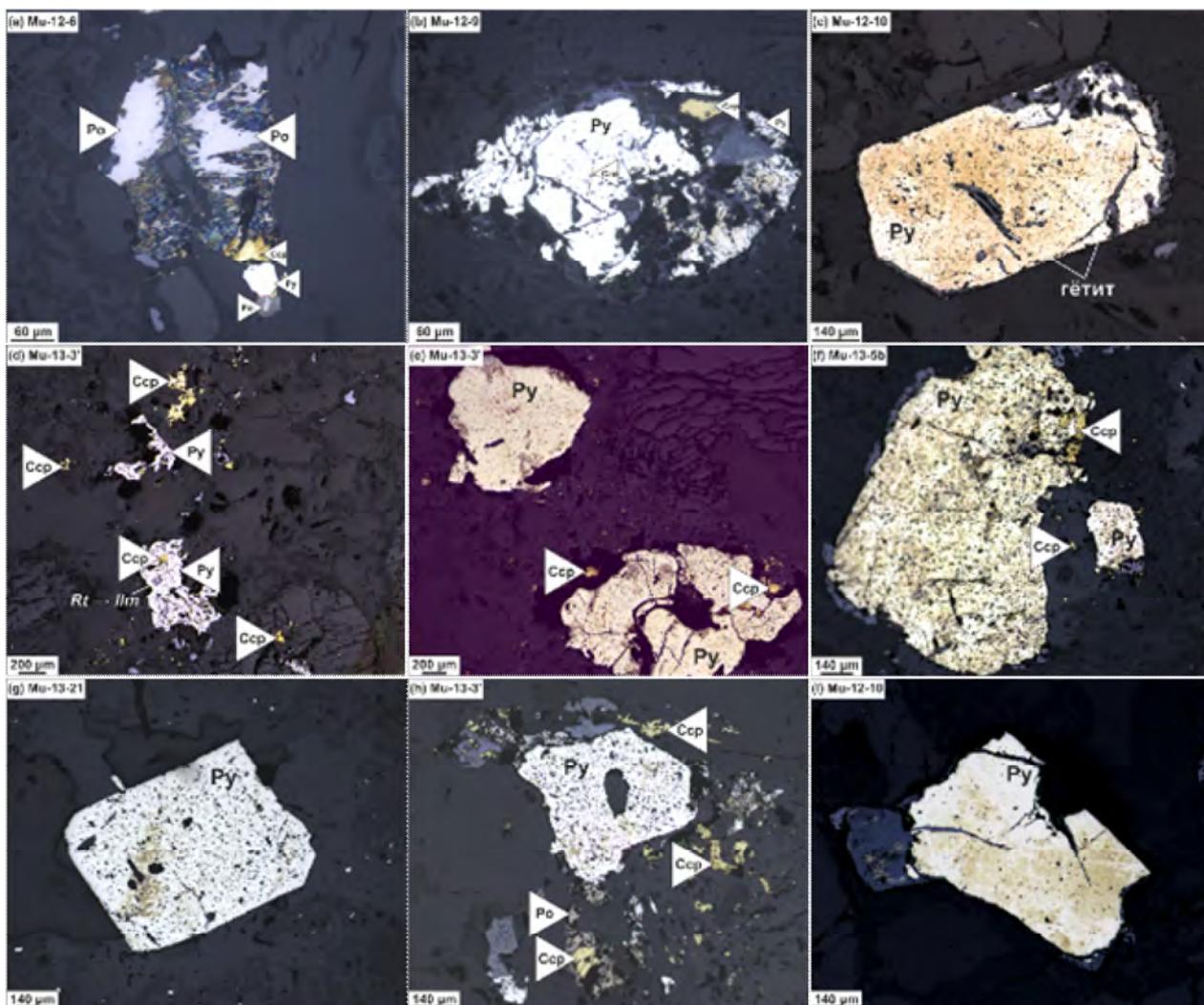


Рисунок 21 – Типовые ассоциации сульфидных минералов в симплектитовых и амфиболизированных эклогитах и их взаимоотношения с породообразующими силикатами и акцессорными оксидными минералами (фотографии в отраженном свете)

В силу ограниченного размера большинства сульфидных фаз исследования редкоэлементного состава проведены исключительно для пиритов из шести образцов. Масс-спектрометрические исследования с лазерной абляцией проведены на базе Центра коллективного пользования ИГЕМ РАН (г. Москва) с использованием квадрупольного масс-спектрометра Thermo XSeries2 с системой лазерного пробоотбора New Wave UP-213 в Центре коллективного пользования «ИГЕМ-Аналитик» (ИГЕМ РАН, г. Москва).

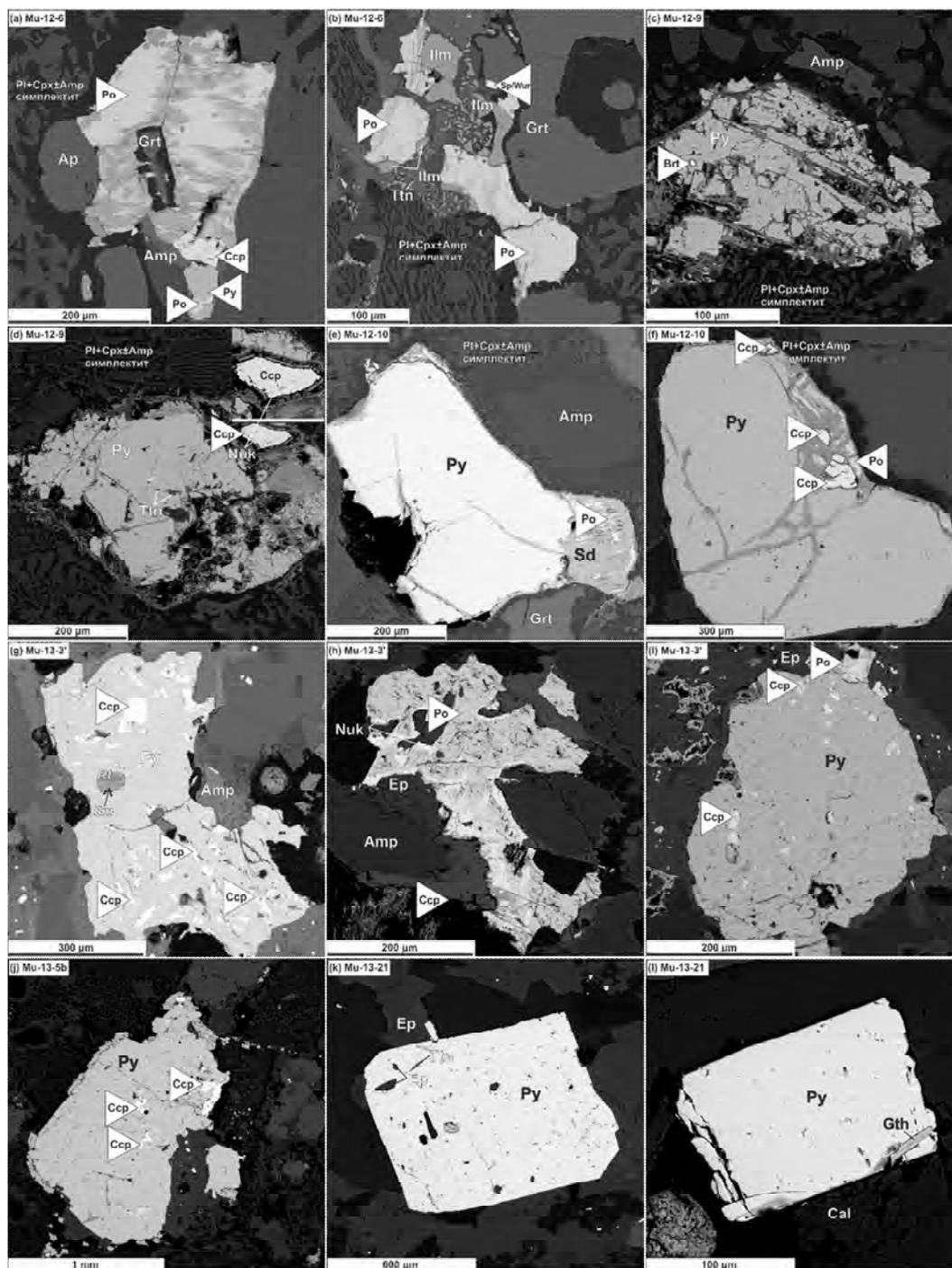


Рисунок 22 – Типовые ассоциации сульфидных минералов в симплектитовых и амфиболизированных эклогитах и их взаимоотношения с породообразующими силикатами и акцессорными оксидными минералами (микрофотографии в режиме обратно-рассеянных электронов)

Исследованные пириты обнаруживают разномасштабные вариации основных халькофильных элементов (Рисунок 23), которые наиболее велики для Ni, Pb, As, Sb, Bi и Tl, для одной из проб – Hg. По содержанию ряда примесных элементов, включая Ni, Cu, Zn, Ag и – наиболее очевидно – Tl, пирит демонстрирует тенденцию к обеднению с возрастающей степенью регидратации (от «сухих» симплектитовых эклогитов до амфиболита). Вместе с

тем, крупный идиоморфный пирит из амфиболита (Му-13-21) и – в отдельных случаях – из существенно амфиболизированного эклогита (Му-13-5b) заметно обеднен Co (при схожих диапазонах содержаний в других пробах), слабо обогащен Cu, Zn, Ag, и заметно обогащен Pb, Sb, Bi и Hg. На вариационных диаграммах особый характер поведения ряда элементов в пирите поздней генерации подчеркивается положением фигуративных точек для вариаций Co-Ni и Pb-Zn (Рисунок 24); те же диаграммы, однако, указывают на более сложное поведение Tl и Bi, распределение которых подчиняется вероятно двум различным трендам.

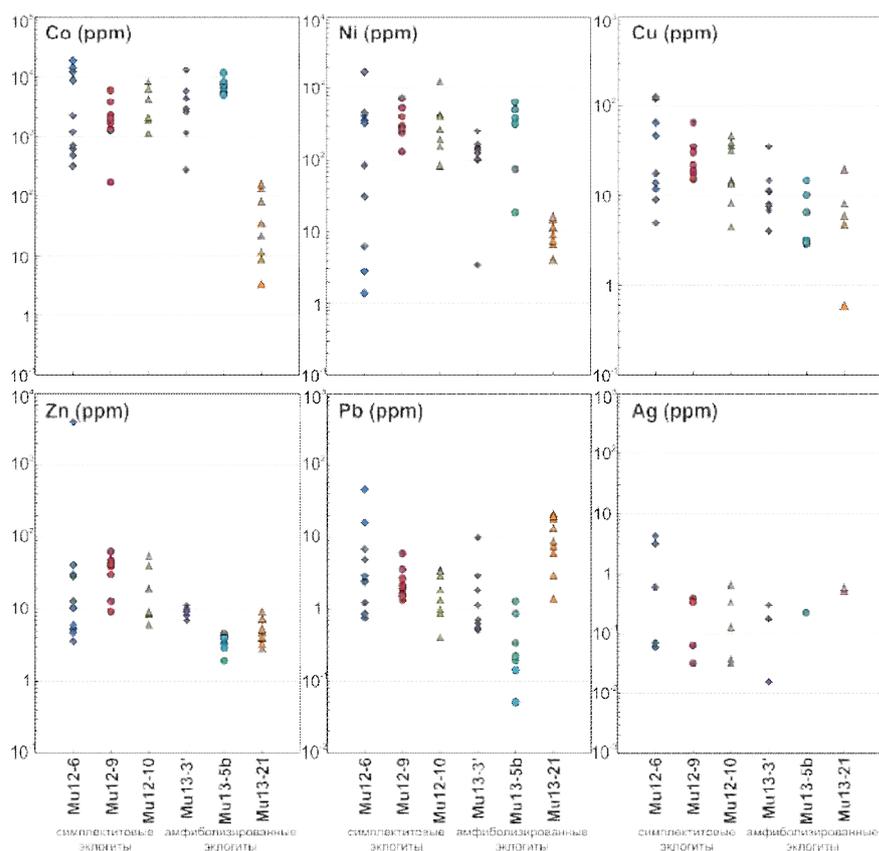


Рисунок 23 – Содержание избранных халькофильных элементов в пирите из симплектитовых и амфиболизированных эклогитов Северо-Муйского блока (данные ЛА-МС-ИСП)

Для исследования изотопного состава серы были отобраны минеральные монофракции пирита максимальной крупности для каждого образца (преимущественно 0.16–0.25 мм в симплектитовых эклогитах, до 0.5 мм в существенно преобразованных metabazites). Исследования проведены в Центре коллективного пользования «Мультиэлементных исследований» ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Полученные значения $\delta^{34}\text{S}$ для шести монофракций пирита обнаруживают значительную неоднородность по изотопному составу (Рисунок 25). Для трех образцов симплектитовых эклогитов слабой степени амфиболизации получены единообразные отрицательные величины $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне от -8.2 до -6.0‰, тогда как для заметно регидратированных разностей значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от слабо положительных (+0.7‰ и +1.8‰) до умеренно высоких (+7.1‰).

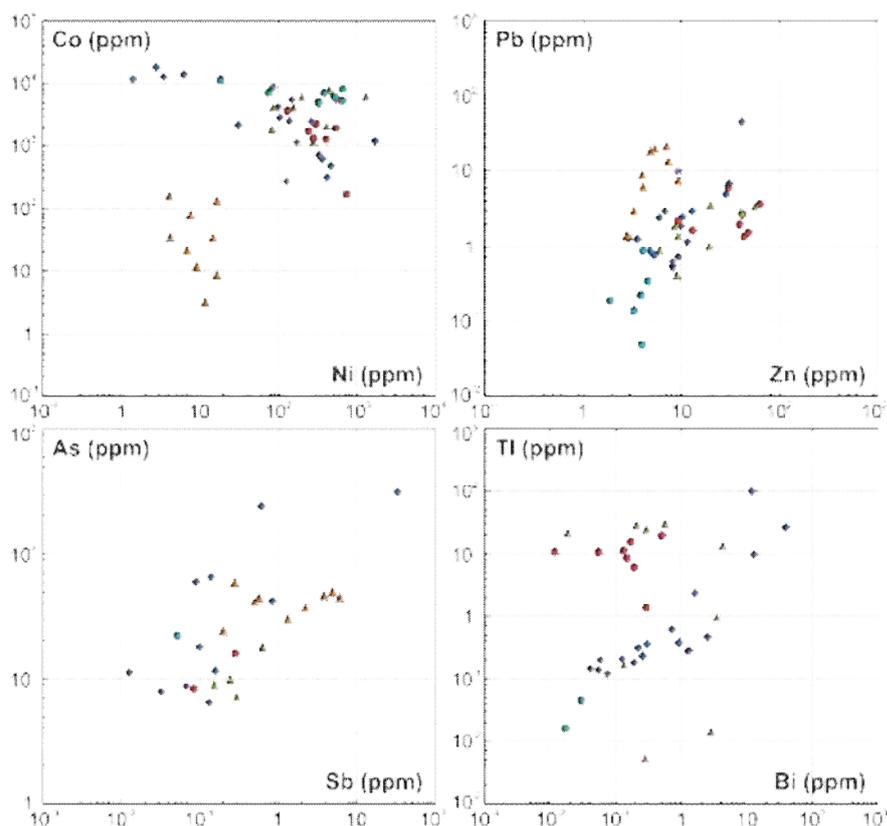


Рисунок 24 – Выборочные биэлементные диаграммы с содержаниями основных халькофильных металлов, мышьяка и сурьмы в пирите из симплектитовых и амфиболитизированных эклогитов Северо-Муйского блока (данные ЛА-МС-ИСП)

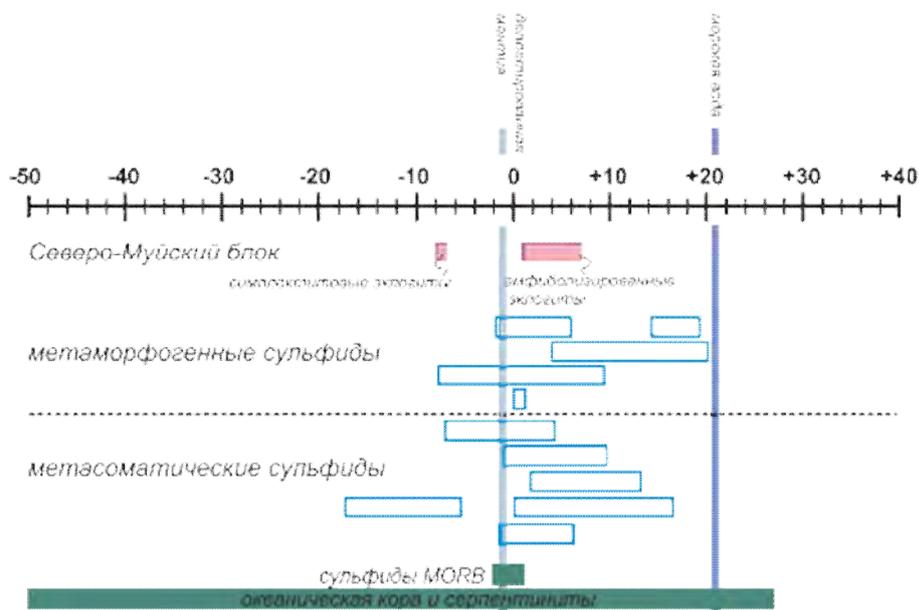


Рисунок 25 – Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$) пирита из эклогитов Северо-Муйского блока

Для сравнения голубыми прямоугольниками отмечены диапазоны реперных значений для метаморфических и метасоматических сульфидов из высокобарических пород океанических и аккреционных комплексов (Италия, Корсика, Калифорния).

В условиях дефицита метаморфогенных флюидов сульфиды (в частности, пирит) способны сохранять элементный и изотопный состав вплоть до условий эклогитовой и гранулитовой фации [103, 111, 112]. Однако отсутствие ассоциаций сульфидных или сульфидно-силикатных фаз во включениях в гранате (как, к примеру, в работе Браун с соавторами [101], а также характер выделения сульфидной минерализации (преимущественно крупный идиоморфный пирит, в ассоциации с халькопиритом/пирротинном, с нукундамитом, смититом, окислами и гидроокислами железа) указывают на ретроградный и, таким образом, гидротермально-метасоматический генезис сульфидов в эклогитах. Парагенезис минеральных включений (пиковые рутил и гранат, ретроградные эпидот, амфибол и титанит), обнаруженные в пирите и других сульфидах, а также отсутствие ассоциаций зеленосланцевой фации как в самих сульфидах, так и в матриксе пород, предполагают формирование сульфидов после достижения пика метаморфизма. Нукундамит наряду с ковеллином может быть частью проградных парагенезисов (к примеру, лавсонитовых голубых сланцев и эклогитов; [101]), однако устойчив в ограниченном диапазоне фугитивности серы (~0.4 лог. единицы f_{S_2}) и не устойчив в более высокоградных условиях (диапазон ~430–500°C) и при высоких давлениях, подвергаясь десульфидизации до пирита и борнита/халькопирита. Образование нукундамита, таким образом, дополнительно ограничивает условия основной пирит-халькопирит-пирротиновой минерализации температурами от ~600°C (ниже максимума при погружении пород и максимальная температура устойчивости пирита, согласно (Hill, 1983))) до ~430°C и при декомпрессии как минимум до 10-12 кбар.

Не исключается, однако, что часть сульфидов, прежде всего пирротин-халькопиритовых парагенезисов, имеет первичное (проградное происхождение) и могли не претерпеть рекристаллизацию в силу ограниченной доступности флюидов [109]. В общем случае, флюиды в равновесии с типичными метабазитами, генерируемые при дегидратации водосодержащих фаз (лавсонита, эпидота, амфибола), могут содержать не более 1% S [113, 114] и, таким образом, должны иметь незначительный эффект на первичные сульфиды. Однако, на частичную унаследованность редкоэлементных характеристик могут указывать значительный разброс в содержании Ni и Cu в некоторых пробах как результат равновесия с первичным твердым раствором Cu-Ni-S фазы [101]. Согласно исследованиями Уолтерса с соавторами [107], сульфиды в высокобарических породах контролируют практически 100% содержания Cu, As, Ag, Cd, и Te. В то же время, ряд элементов, прежде всего Co, Ni, Zn, Ga, Ge, Mo, Sn, Pb и Tl может находиться в составе оксидных и силикатных фаз, а их содержание во флюиде будет чувствительно к дегидратационному разложению водосодержащих силикатов (прежде всего, лавсонита и эпидота). Часть элементов, включая Ge, Tl, Sn и Mo

главным образом сохраняются в эклогитовом рестите (в частности, в рутиле). Однозначно можно судить только о специфическом составе водного флюида, являющегося материнским для вероятно наиболее низкотемпературного пирита из амфиболита *Mu-13-21* с низким содержанием Co и Ni. Таким образом, наблюдаемые вариации содержания халько- и сидерофильных элементов могут являться результатом взаимодействия эклогитов с водными флюидами, сгенерированными при несколько отличных условиях или в равновесии с различным исходным субстратом.

Последнее подтверждается полученными данными по изотопному составу серы. В различной степени положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ ранее неоднократно приводились для метаморфогенных сульфидов из высокобарических метабазитов [102, 103, 106], однако нулевые до отрицательных значения наблюдались ранее прежде всего для сульфидов из метаосадочных пород. Уолтерс с соавторами [106] предложили также, что такой значительный диапазон, включающий сильно отрицательные величины $\delta^{34}\text{S}$, должен быть продуктом метасоматического, нежели метаморфогенного происхождения сульфидов из эволюционирующего, преимущественно окисленного (сульфатсодержащего) флюида. Данное предположение согласуется с нашими наблюдениями включений (а также потенциально более распространенных микровключений того же барита) в сульфидах, но не исключает возможности участия восстановленных (содержащих H_2S и/или HS^-) флюидов, буферизуемых субстратом метабазитов. На данном этапе представляется более вероятным, что неоднородный изотопный состав серы контролируется разными источниками флюидов, которые вероятно имели метаосадочное происхождение (-8.2 до -6.0‰) в преимущественно парагенезисовых сегментах СМБ, но могли иметь смешанную природу или преимущественно локально буферизовались метабазитами в других (+0.7‰ и +1.8‰) до умеренно высоких (+7.1‰). Возможность участия в формировании минерализации контрастных по составу флюидов могла в таком случае определяться их генерацией на разных уровнях литосферы [115], или тектоническим совмещением различных по литологии сегментов континентальной коры.

ВЫВОДЫ

1. Сульфидная минерализация в орогенных эклогитах континентального типа Северо-Муйского блока имеет метасоматическое происхождение, связанное с процессами ретроградного флюидного преобразования исходно «сухих» эклогитовых парагенезисов на стадии эксгумации на ниже-среднекоровые уровни после или синхронно с декомпрессией и формированием плагиоклаз-диопсид±амфиболовых симплектитов (ниже 10-12 кбар).

Масштабы проявления сульфидной минерализации напрямую коррелируют с степенью регидратации пород, которую можно напрямую оценить по составу Са-На-амфибола [109].

2. Сульфидная минерализация в эклогитах имеет пирит-халькопиритовый состав с подчиненным количеством пирротина. Вариации содержания халькофильных элементов-примесей в пирите эклогитов наиболее вероятно отражают их содержание в материнском метаморфогенном флюиде. Для Cu, As, Ag, Cd, и Te предполагается преимущественная концентрация в сульфидной фазе, тогда содержание ряда других элементов-примесей (Co, Ni, Zn, Ga, Ge, Mo, Sn, Pb, Tl) могло контролироваться сродством к силикатным и оксидным реститовым фазам в процессе дегидратации метабазитов и метаосадочных пород. Не исключается участие разных по металлоносности флюидов, сгенерированных на разных уровнях глубинности и в разных сегментах литосферы СМБ.

3. Крайне неоднородный изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$) пирита контролируется разными источниками флюидов, которые вероятно имели метаосадочное происхождение (-8.2 до -6.0‰) в преимущественно парагенейсовых сегментах СМБ, но могли преимущественно буферироваться составом гидротермально измененных метабазитов в других (от +0.7‰ до +7.1‰). Альтернативным механизмом, объясняющим вариации $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, может быть участие единого, эволюционирующего по составу, преимущественно окисленного (сульфатсодержащего) флюида, для которых факторы изотопного фракционирования в паре сульфат-сульфид при $\sim 500^\circ\text{C}$ могут достигать $\sim 15\text{-}20\%$. Таким образом, изотопный состав серы может быть прямым индикатором неоднородного строения СМБ на глубинных уровнях с различными пропорциями эксгумированного метабазитового субстрата или степень эволюции состава флюидов.

Раздел 6 Определение P-T-X параметров образования карбонатного расплава и нефелин-мелилитовых паралав при низкобарических термических трансформациях карбонатно-силикатных осадочных толщ, состав и свойства редких и новых минералов пирометаморфических комплексов Монголии

Продолжено изучение минералогических особенностей и условий образования пирогенных пород пирометаморфических комплексов Центральной и Восточной Монголии – Нилгинского и Хамарин-Хурал-Хид (Рисунок 26).

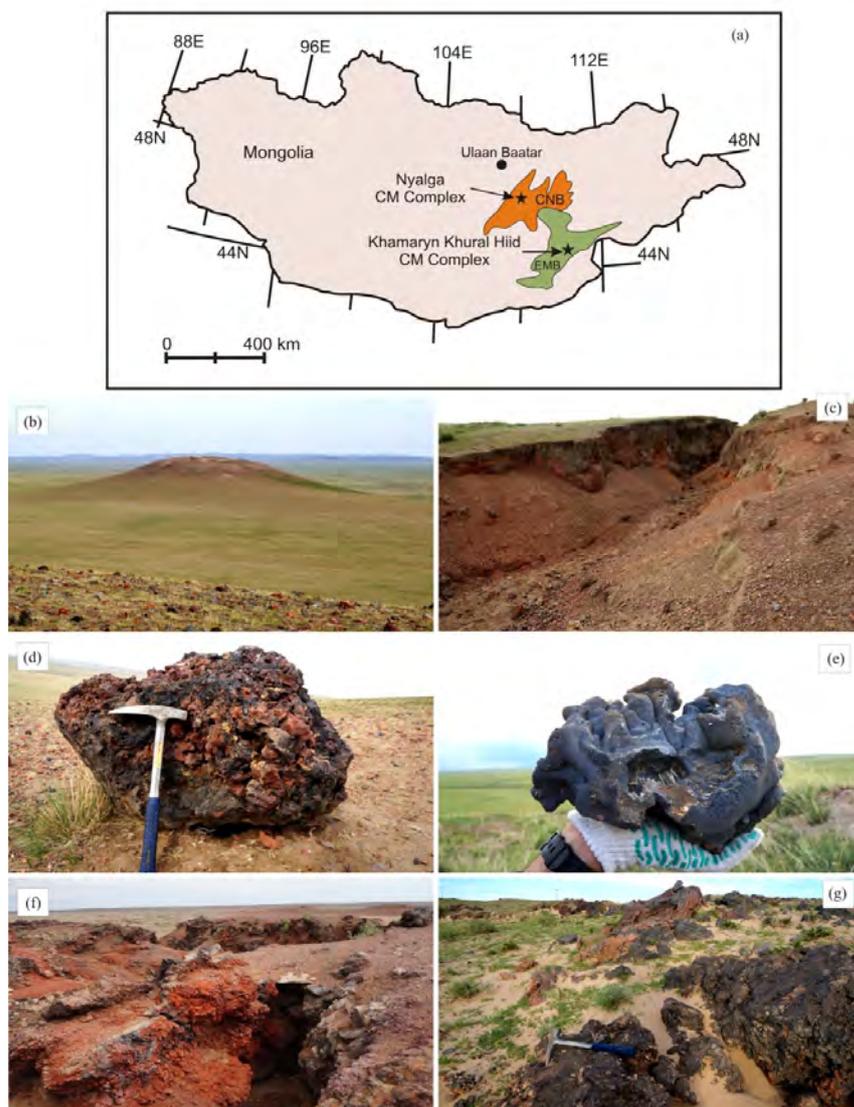


Рисунок 26 - Положение Чойр-Нилгинской депрессии (CNB, а) и Восточно-Монгольского бассейна (EMB, б) на карте Монголии

(b)-(e) Нилгинской пирометаморфический комплекс: останец эродированной осадочной толщи Корона (b), разрез обожженных пелитовых пород вблизи угольного карьера Тугруг (c), массивный фрагмент спекших обломков пирогенных пород (d), мелилит-нефелиновая паралава (e). (f, g) комплекс Хамарин-Хурал-Хид: область обрушения пирогенных пород (e), коренные выходы кристобалитового клинкера, обожженного и частично плавленного аргиллита (g).

Получены новые данные по геохимии, минералогии, процессам и условиям образования пород пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид. Изучены минерально-фазовые особенности новых для этого комплекса разновидностей пород (кristобалитового клинкера (Рисунок 27), обогащенных железом тридимит-секанинаитовой и кристобалит-фаялитовой паралав), а также ксенолитов клинкера в мелилит-нефелиновой паралаве.

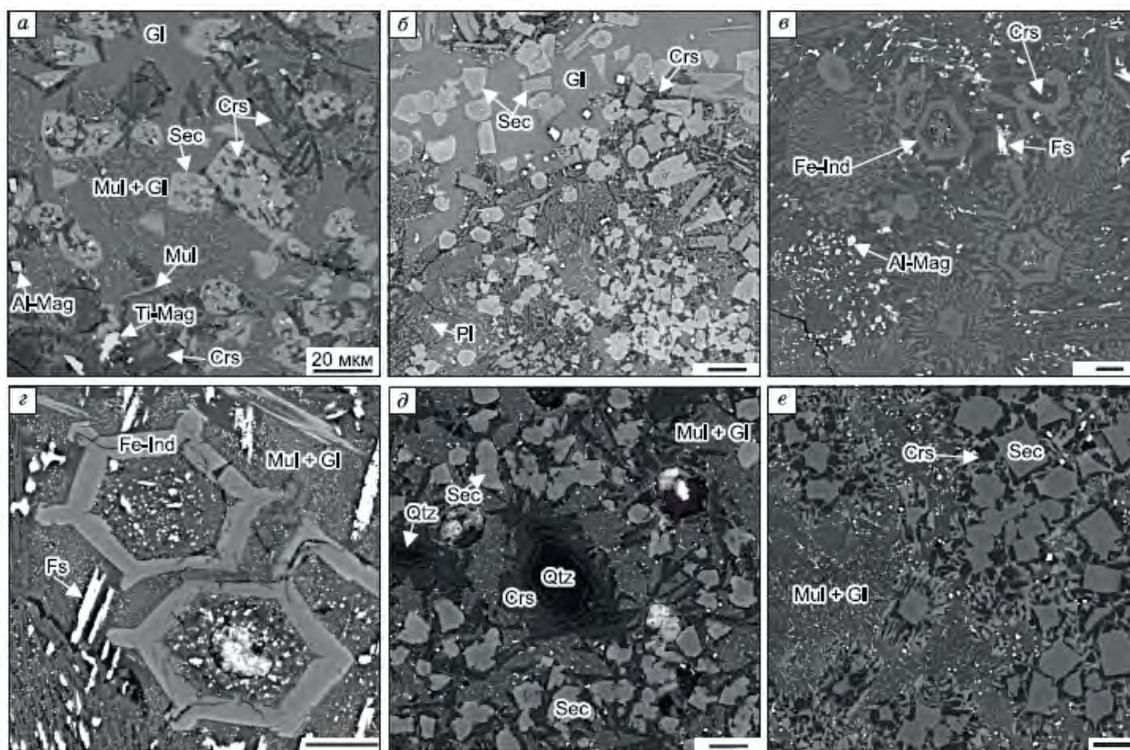


Рисунок 27 - Фрагменты кристобалитового клинкера

а – микролиты секанинаита-кордиерита в стекле с игольчатыми микролитами кристобалита, муллита, зёрнами оксидов Fe и Ti; б – микролиты секанинаита в стекле и раскристаллизованных участках стекла с кристобалитом, секанинаитом и плагиоклазом; в – дендритовые кристаллы ферроиндиалита-индиалита в сростании с кристобалитом и включениями ферросилита, Al-магнетита; г – дендритовые футлярные кристаллы ферроиндиалита в стекловатой области с игольчатыми кристаллами муллита и включениями ферросилита; д – микролиты секанинаита-кордиерита, удлиненные кристаллы кристобалита и оплавленные зёрна детритового кварца с кристобалитовой каймой; е – участки симплектита секанинаита-кордиерита и кристобалита в стекловатой области с микролитами муллита, зёрнами Al-Fe-Mg силикат-шпинели, оксидов Fe и Ti. Изображения в BSE. Длина масштабного отрезка на всех BSE изображениях – 20 мкм. Sec = секанинаит, Fe-Ind = ферроиндиалит, Crs = кристобалит, Gl = стекло, Mul = муллит, Qtz = детритовый кварц, Pl = плагиоклаз, Al-Mag = Al-магнетит, Ti-Mag = Ti-магнетит.

Большое разнообразие минеральных ассоциаций пирогенных пород связано с литологией (составом) осадочного протолита и локальными условиями полистадийных

процессов образования комплекса. Анализ геохимических особенностей пирогенных пород показал, что все они формировались при разной степени плавления раннемеловой осадочной толщи дзунбаинской свиты, в которой минералы-концентраторы и носители примесных элементов имели близкие составы. Крестобалитовый клинкер, тридимит-секанинитовая и крестобалит-фаялитовая паралавы образовались в процессе частичного плавления пелитовых пород (агриллитов, алевролитов, алевропесчаников), обогащенных в разной степени железом, в большом температурном интервале.

Определены вариации составов породообразующих, второстепенных, аксессуарных и некоторых редких минералов – полиморфов кремнезема, группы кордиерита, муллита, Fe-муллита, Al-Fe-Mg силикат-шпинели (вероятно, нового минерала), фаялита, оксидов Fe и Ti, ферросилита и др. Установлены особенности КР-спектров секанинитита, индиалита, ферроиндиалита, муллита и безводного фосфата Fe-Ca-Mn из группы графтонита (вероятно, нового минерала).

Установлено, что изоморфная примесь калия в минералах группы кордиерита не связана с их структурой (гексагональной либо ромбической) (Рисунок 28). Индиаллит и ферроиндиалит сохранили свой гексагональную структуру благодаря очень быстрому охлаждению локальных участков осадочной толщи и стеклованию (закаливанию) высокотемпературного кислого обогащенного калием плюмазитового расплава. Муллит, Fe-муллит и Al-Fe-Mg силикат-шпинель кристаллизовались после дегидратации – дегидроксиляции и инконгруэнтного плавления тонкодисперсного аморфизованного вещества пелитовой породы (обогащенных Al, Mg и Fe смешанослойных силикатов, 'мета-каолинита и 'мета-иллита'). Массовая кристаллизация этих минералов происходила в температурном интервале более 850–900 °С.

В результате подземного горения пластов угля нагревание пород вышележащей осадочной толщи превышало 1050°C, а в локальных участках достигало температуры плавления зёрен детритового кварца (> 1300 °С) и, возможно, поля устойчивости стабильной фазы β-крестобалита (> 1470°C). Мелилит-нефелиновая паралава образовалась в результате инконгруэнтного плавления силикатной (пелитовой) и карбонатной (кальцитовой) составляющих мергелистого известняка в условиях повышенного парциального давления CO₂. Фугитивность кислорода в ходе пирогенных трансформаций пород осадочной толщи изменялась значительно: от сильно восстановительных условий, при которых кристаллизовались фосфиды Fe (баррингерит, штрейберзит) и самородное железо в недосыщенных по кремнезему расплавах, исходных для мелилит-нефелиновых паралав, до окислительных, когда в железистых породах образуется гематит.

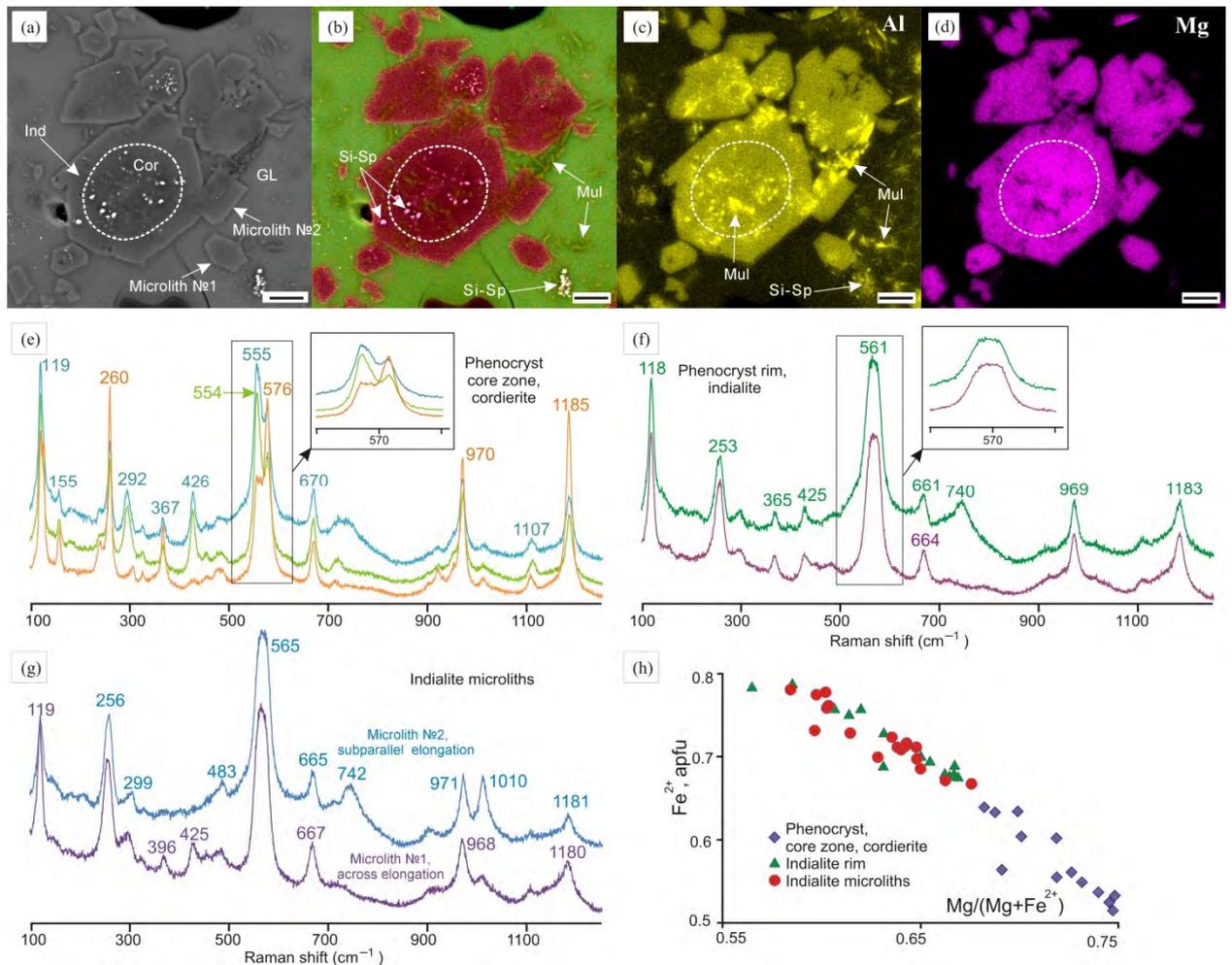


Рисунок 28 - Зональный фенокрист кордиерита-индиалита и микролиты индиалита в обогащенном калием плюмазитовом стекле, матрикс клинкера

Кордиеритовое ядро фенокрита окружено индиалитовой каймой. В фенокристе и стекле находятся зерна муллита, и Al-Fe-Mg силикат-шпинели. (a-d) СЭМ ЭДС данные, длина масштабного отрезка 10 мкм на всех фото. (e-f) Рамановские спектры зонального фенокрита и мкролитов в разных сечения относительно удлинения кристаллов. (h) Вариации состава фенокрита и микролитов на диаграмме $Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn) - Fe^{2+}$. Cor = кордиерит, Ind = индиалит, Mul = муллит, Si-Sp = Al-Fe-Mg силикат-шпинель.

ВЫВОДЫ

1. Установлено, что новые для комплекса Хамарин-Хурал-Хид разновидности пирогенных пород (кристобалитовый клинкер, тримит-секанинаитовая и кристобалит-фаялитовая паралавы, а также ксенолиты клинкера в мелилит-нефелиновой паралаве) образовались в процессе частичного плавления пелитовых пород (агриллитов, алевролитов, алевропесчаников), обогащенных в разной степени железом, в большом температурном интервале.

2. Изоморфная примесь калия (до 0.15 ф.ед. К) в минералах группы кордиерита не связана с их структурой (гексагональной либо ромбической).

3. Муллит, Fe-муллит и Al-Fe-Mg силикат-шпинель (вероятно, новый минерал) кристаллизовались после дегидратации – дегидроксиляции и инконгруэнтного плавления тонкодисперсного аморфизованного вещества пелитовой породы (обогащенных Al, Mg и Fe смешанослойных силикатов, 'мета-каолинита и 'мета-иллита'). Массовая кристаллизация этих минералов происходила в температурном интервале более 850–900 °С.

4. Фугитивность кислорода в ходе пирогенных трансформаций пород осадочной толщи изменялась значительно: от сильно восстановительных условий, при которых кристаллизовались фосфиды Fe (баррингерит, штрейберзит) и самородное железо в недосыщенных по кремнезему расплавах, исходных для мелилит-нефелиновых паралав, до окислительных, когда в железистых породах образуется гематит.

Раздел 7 Источники и процессы формирования фанерозойских адакитовых комплексов пород в палеогеодинамических обстановках САОВ и современной островодужной системы Камчатки

7.1 Центрально-Азиатский складчатый пояс

Во время проведения рекогносцировочных полевых работ в пределах листа геологической карты М. 1:200000 N-50-XXIX [116], наибольшее внимание было уделено магматическим породам условно датируемым ранним протерозоем и гранитоидам амуджикано-сретинского комплекса (J3).

В составе магматических пород «раннего протерозоя» выделяется три интрузивных фазы: габбро, тоналиты, гранодиориты. Минеральный состав, плагиоклаз, амфибол, биотит, кварц, в разных пропорциях. Габбро и тоналиты слагают крупные, переслаивающиеся пластовые тела, гранодиориты - интрузивные тела различного размера. Возраст гранитоидов определен Ar/Ar методом по амфиболу и составил $182,9 \pm 2,6$ млн лет.

По своей геохимической характеристике тоналиты и гранодиориты соответствуют производным слэбовых магм, им свойственны высокие концентрации глинозема и натрия, значительное преобладание натрия над калием, высокие концентрации Sr, легких лантаноидов (LREE), низкие концентрации тяжелых лантаноидов (HREE) и Y, высокие Sr/Y и La/Yb отношения (Рисунок 29).

Габбро по своей геохимической характеристике соответствует высокониобиевым базитам (NEB), им свойственны повышенный уровень щелочности, повышенные концентрации высокозарядных катионов (HSFE), при их относительном недостатке, повышенные концентрации элементов с большим радиусом иона (LILE), LRE элементов, слабо повышенные концентрации HRE элементов и Y.

Появление базитов NEB в ассоциации с производными слэбовых магм свидетельствуют о том, что последние прошли через мантийный клин, сформировав геохимически специализированный источник в субконтинентальной мантии (ГСИСМ) - источник базитов NEB (более подробно [117, 118]).

Формально, учитывая возраст и геохимические особенности гранитоидов, мы вполне можем связать их образование с зоной субдукции существовавшей в данный момент времени на южной границе Сибирского континента. Однако этому противоречат изотопные характеристики пород комплекса. В качестве иллюстрации этого тезиса на Рисунке 30 приведена диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr-^{143}Nd/^{144}Nd$, где точки составов габбро, тоналитов и гранодиоритов попадают в четвертый квадрант диаграммы, чего не должно быть при плавлении одновозрастных (182 млн. лет) базитовых и мантийных источников.

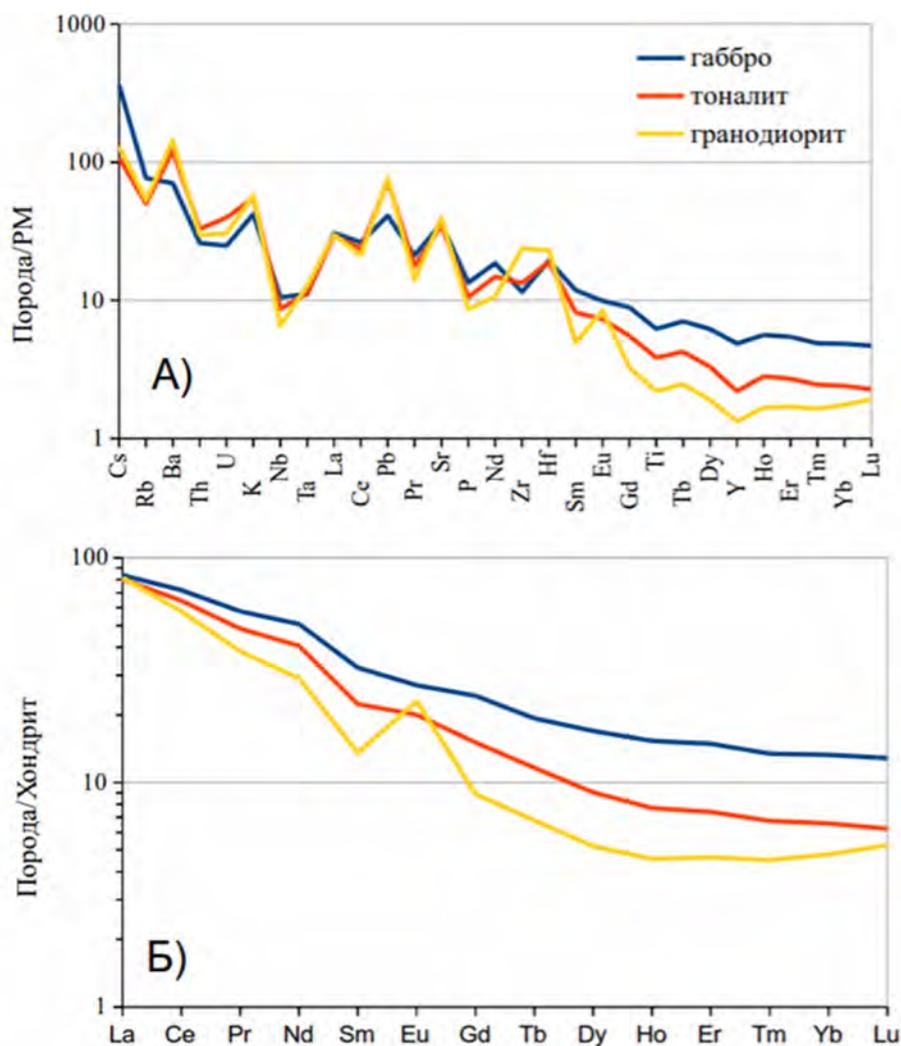


Рисунок 29 - Геохимическая характеристика гранитоидов новоолекминского комплекса (средние составы пород)

PM — примитивная мантия по [83].

Модели описывающие образование базитов с подобными характеристиками обычно включают этап метасоматических преобразований мантийного источника с его выдержкой перед плавлением вне зон эндогенных преобразований более 1 млрд. лет [119, 120, 121], что, в нашем случае, вполне согласуется с существованием ГСИСМ.

Базиты, вместе с тоналитами и гранодиоритами, слагают единый тренд который может рассматриваться в качестве линии смешения между слэбовым расплавом и перидотитами верхней мантии. Этот тренд описывает механизм формирования ГСИСМ. Реальность этого процесса проверена на природных объектах [122] и в экспериментальных условиях [123-125]. Эти данные были использованы Э. Мартином [126] для создания модели образования низкокремнистых адакитов (LSA), санукитоидов, базитов NEB за счет различной степени плавления субконтинентальной мантии преобразованной слэбовыми расплавами.

Используя эту модель можно оценить возраст ГСИСМ (возраст метасоматических преобразований). Согласно модели, при небольшой степени плавления полученный расплав будет близок к составу метасоматического агента - слэбового расплава, преобразовавшего породы мантийного клина. Используя Sm/Nd (наиболее устойчивая из использованных изотопная система) отношение оценки состава метасоматического агента можно рассчитать время необходимое для эволюции изотопных отношений в породе до таковых в одновозрастной мантии/продуктах ее плавления (базальты океанической литосферы не древнее 40 млн лет). В нашем случае (по составу гранодиоритов), оценка возраста метасоматических преобразований/ГСИСМ соответствует 1100+/-100 млн/ лет.

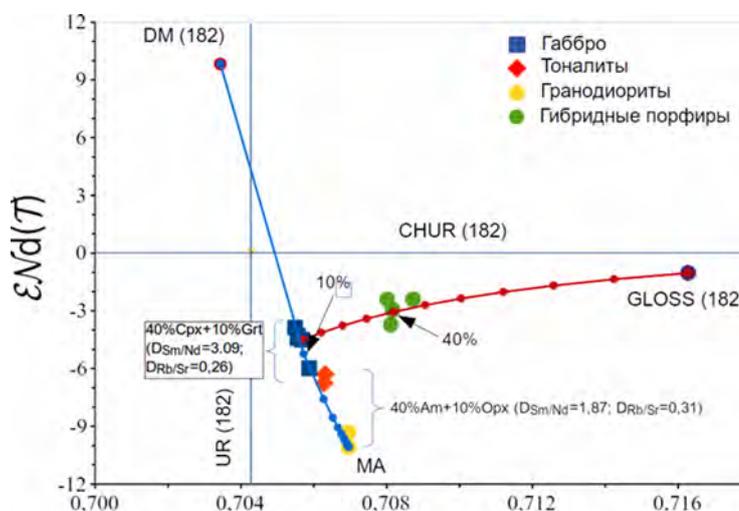


Рисунок 30 - Изотопная характеристика гранитоидов новоолекминского и амуджикано-сретинского комплексов в пересчете на возраст 182 млн. лет

МА — метасоматический агент (наиболее эволюционированный состав гранодиоритов. DM — деплетированная мантия) [121]. GLOSS — глобальный субдуцируемый осадок [127], CHUR — единый хондритовый резервуар. UR - «униформный» резервуар. Цветные линии соединяющие геохимические резервуары — линии смешения, небольшие окружности на них, кратные 10 доли смешения. Фигурные скобки: нижняя скобка — ассоциация минералов «выпадающая» при плавлении; верхняя скобка — релитовые фазы остающиеся после удаления расплава (пропорции по [124, 125]). В скобках даны коэффициенты распределения в этих минеральных ассоциациях иллюстрирующие возможность формирования гетерогенного источника после метасоматического события.

Полученные результаты позволяют связать образование этих гранитоидов с ремобилизацией субконтинентального источника сформированного в зоне субдукции 1,1 млрд/ лет назад и сопоставить их с посткинematическими санукитоидами древних кратонов, имеющих близкие объемы магматизма и механизмы образования.

Положения генетической модели формирования ГСИСМ могут быть проверены с помощью продуктов его плавления. В частности, оценив набор ликвидусных фаз с помощью геохимических (описание трендов эволюции составов при выпадении той, или иной фазы), минералого-петрографических данных. Полученный набор ликвидусных фаз для пород комплекса выглядит следующим образом: гранодиорит (амфибол + ортопироксен + клинопироксен + гранат) — тоналит (ортопироксен + клинопироксен + гранат) — габбро (клинопироксен + гранат). Полученная «максимальная» ассоциация минералов, амфибол-ортопироксен-клинопироксен-гранат, соответствует полному ряду метасоматической зональности, полученной при взаимодействии слэбового расплава с перидотитами верхней мантии, при полном замещении оливина [124, 125]. Все это, наряду с последовательным выпадением фаз при образовании магм комплекса, свидетельствует как о значительной интенсивности метасоматических преобразований при формировании ГСИСМ, так и о значительной степени плавления в его пределах.

Сам процесс плавления можно проиллюстрировать с использованием геохимических и изотопных диаграмм (Рисунок 30) иллюстрирующих «скачки» состава системы при выпадении минеральных фаз (плавлении минерала и удаление расплава, снижение доли метасоматического агента в источнике магм).

Учитывая изложенное выше, подсчет количества геохимических резервуаров участвующих в образовании первичных магм, сформировавших гранитоидный комплекс, не вызывает затруднений. В нашем случае это океаническая литосфера (слэбовый расплав) и деплетированная мантия. При этом доля слэбового расплава велика во всех породах комплекса включая габбро. Количественно она может быть оценена с помощью изотопных характеристик пород (Рисунок 30).

Геодинамическая позиция гранитоидов остается неопределенной. По времени образования, они могут быть сопоставлены с зоной субдукции, существовавшей на южной границе Сибирского континента в данный промежуток времени. Однако значительный объем магм, их состав (среднее по фазам SiO_2 : 50; 58; 61 масс %), расположение источника вещества в субконтинентальной мантии, требуют уточнения этой модели.

Амуджикано-сретинский комплекс. Выделяется три фазы: монцодиориты, граносиениты, субщелочные граниты-лейкократовые граниты. В состав комплекса включена бимодальная дайковая серия, гибридные порфиры — грорудиты (субвулканическая разновидность эгириновых гранитов). Грорудиты и гибридные порфиры считаются синрудными и пространственно ассоциируют с Au минерализацией. Возраст гранитоидов определен Ar/Ar методом и составил $151,7 \pm 1,9$ млн. лет. Отношения с другими магматическими породами интрузивные.

По своей геохимической характеристике монцодиориты первой фазы и гибридные порфиры наиболее близки к производным первичных мантийных магм. Породы обладают довольно выдержанным содержанием SiO_2 колеблющимися от 57 до 59 масс %. Им свойственна высокая магнезиальность ($\text{Mg\#} = 65-69$), суммарная щелочность ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.4 - 7.6$ масс %), преобладание натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.1-1.2$), невысокие концентрации Ti, Al, слабо повышенные, R. Повышенные концентрации Rb (118 - 165 г/т), Cs (4,5 - 14 г/т.), В (11 - 27 г/т.), U (3,5 - 5 г/т.), Th (6,5 - 11 г/т.), Pb (11 - 55 г/т.), умеренные концентрации Ba и Sr (393 — 550 и 341 - 345 г/т.), повышенные концентрации LREE, пониженные HREE и Y (Рисунок 31).

Рисунок 31 - Геохимическая характеристика гранитоидов амуджикано-сретинского комплекса (средние составы пород)

По своей вещественной характеристике они полностью соответствуют примитивным санукитоидам – «мантийным» гранитоидам архейских кратонов, аналогам низкокремнистых адакитов (LSA), контаминированных веществом континентальной коры [126]. Источником санукитоидов считаются перидотиты верхней мантии, метасоматически преобразованные адакитовыми расплавами [125].

Гранитоидам второй и третьей фазы комплекса, наследуют все геохимические особенности гибридных порфиров. Им также свойственна повышенная магнезиальность ($\text{Mg\#} = 0,65 - 0,55$), аномальные концентрации Cr и Ni, преобладание Na над K, при более высокой суммарной щелочности, повышенные концентрации Rb, Li, Cs, Ba, Sr, LREE, низкими концентрациями HREE и Y. Отличаются они более высокими концентрациями кремния и калийных компонентов. В целом, они также могут рассматриваться как производные санукитоидных магм.

Образование пород комплекса может быть рассмотрено в контексте взаимодействия продуктов плавления геохимически специализированного мантийного источника и кислых коровых расплавов, что подразумевается генетическими моделями созданными для санукитоидов [126].

Согласно общепринятым генетическим моделям [125], источником примитивных санукитоидов является расположенный в субконтинентальной мантии, сформированный в зоне субдукции геохимически специализированный домен, образованный при взаимодействии слэбовых магм с перидотитами мантийного клина/литосферной мантии.

Согласно нашим данным, подобный домен был сформирован 1,1 млрд лет назад и был источником «раннепротерозойских» гранитоидов и базитов. Могли ли примитивные санукитоиды образоваться за счет плавления этого источника? Ответить на это вопрос

можно сравнив их составы с тоналитами, имеющими близкие с ними концентрации кремнекислоты (близкая степень плавления в пределах ГСИСМ). Их составы довольно близки, отличаясь более высокими концентрациями LILE в примитивных санукитоидах, их более высокой магнезиальностью, содержаниями Sr и Ni.

Обогащение LILE может быть объяснено рефертилизацией мантийного источника добавлением «молодого» вещества осадочной природы. Изотопы, обогащение примитивных санукитоидов радиогенным Sr, без существенного изменения концентраций радиогенного Nd), а повышенная магнезиальность, плавлением предварительно деплетированного источника.

Как и в предыдущем случае, геохимическими резервуарами участвующими в образовании гранитоидов комплекса были деплетированная мантия и океаническая литосфера. Однако в данном случае мы должны принять во внимание приток вещества в ГСИСМ, после выплавления гранитоидов новоолекминского комплекса (J1). По геохимической (LILE, В, Nb/Ta, Th/La, В/Ве, Pb/Nd и др. индикаторы) и изотопной (обогащение радиогенным Sr, при стабильном радиогенном Nd, свойственно океаническим осадкам и АОС [128, 129] характеристике гибридных порфиров мы можем сказать, что метасоматическим агентом повторно преобразовавшим источник был высокоплотный водный флюид, содержащий значительную долю вещества осадочного слоя океанической литосферы. Подобный подток вещества был вполне реален в раннеюрской зоне субдукции, существовавшей в данный промежуток времени на южной границе Сибирского континента.

Геодинамическая позиция гранитоидов комплекса остается неопределенной, их формирование может быть связано с началом сдвиговых движений по монголо-охотскому шву, после столкновения Сибирского и Монголо-Китайского континентов [130].

Приведенный материал показывает значительный вклад процессов субдукции при формировании источников гранитоидных магм в пределах складчатой области обрамляющей с юга Сибирскую платформу.

7.2 Континентальная окраина Камчатки – индикаторная роль элементов платиновой группы в происхождение щелочных базальтовых и адакитовых магм

Элементы платиновой группы (ЭПГ) являются индикаторными при установлении источников магматического вещества и расшифровке процессов происходящих в астеносферной и литосферной мантии. Известно, что в условиях высокобарического преобразования протолитов, в частности субдуцированной океанической коры, происходит перераспределение ЭПГ и обеднение Pt и Pd исходных пород [131]. Процессы метасоматоза происходящие в мантии под влиянием расплавов и флюидов, поступающих в верхнюю

мантию в результате плавления погруженной океанической коры, отражают состав обедненного ЭПГ протолита (эклогитизированных пород). При формировании на этих уровнях базальтоидных и примитивных андезитоидных расплавов ими наследуются признаки деплетированного в отношении ЭПГ протолита.

Этот вопрос рассмотрен нами при изучении кайнозойских базальтоидов Западной Камчатки (Рисунок 32, 33, 34) и NEB-адакитового вулканизма Центральной Камчатской депрессии (Рисунок 35). Установлено, что кайнозойские K-Na щелочные и субщелочные базальты и базаниты Западной Камчатки обеднены элементами платиновой подгруппы (Pd, Pt) в сравнении с породами надсубдукционных вулканических поясов (Рисунок 32). В то же время, щелочные и субщелочные породы калиевого ряда Западной Камчатки по уровням концентраций ЭПГ соответствуют породам надсубдукционных поясов. В сравнении с базальтами MORB типа и эклогитами эксгумированной океанической коры наблюдается соответствия с ними или близость к ним концентраций ЭПГ в K-Na щелочных базальтоидах Западной Камчатки и вулканического пояса Срединного хребта (Рисунок 33, 34). Те же закономерности наблюдаются и при сопоставлении составов пород NEB-адакитовой ассоциации Центральной Камчатской депрессии с породами IAB типа Камчатки. На Рисунке 35 сравнение приведено в зависимости от концентраций в породах Cu. В процессе эклогитизации пород субдуцированной океанической литосферы сульфиды разрушаются.

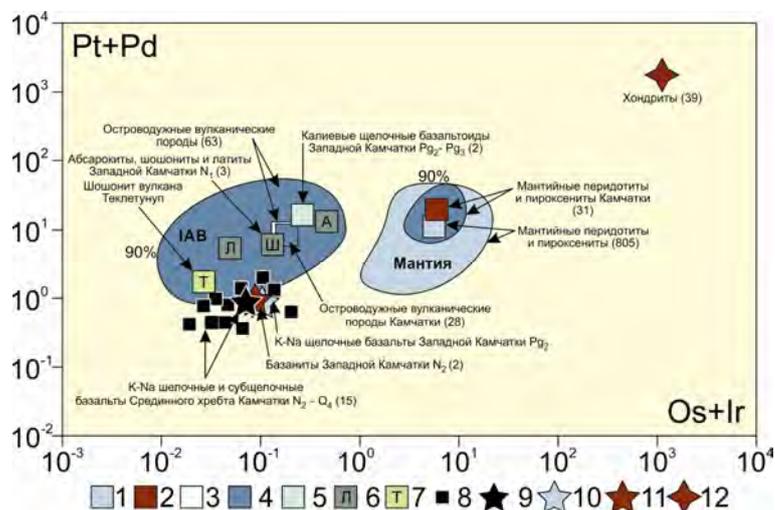


Рисунок 32 – Распределение элементов платиновой группы (ЭПГ) в перидотитах и пироксенитах мантии, в вулканических породах островных дуг (IAB) и в вулканических породах Камчатки

Примечания. Содержания ЭПГ в ppb, шкала логарифмическая. На рисунке в скобках указано количество анализов для полей составов и средних составов пород. Поля составов пород приведены для 90% доверительного интервала. Точки составов: 1 - средний состав перидотитов и пироксенитов различных районов Мира по данным [132-137]; 2 – средний состав перидотитов и пироксенитов Камчатки по данным [132]; 3 – средний состав вулканических пород островных дуг по данным [138-142]; 4 – средний состав пород островодужного геохимического типа Камчатки по данным [135, 142]

и по неопубликованным данным авторов; 5 – средний состав позднеэоцен-раннеолигоценовых калиевых щелочных базальтов Западной Камчатки; 6 – составы ранне-среднемиоценовых абсарокитов (А), шошонитов (Ш) и латитов (Л) Западной Камчатки; 7 – средний состав шошонитов и латитов вулкана Теклетунуп [143]; 8-9 – составы (8) и средний состав (9) позднеплиоцен-плейстоценовых К-Na щелочных и субщелочных базальтов Срединного хребта Камчатки по данным [144]; 10– состав среднеэоценовых К-Na щелочных базальтов Западной Камчатки; 11 – состав раннеплиоценовых базанитов Западной Камчатки; 12 – средний состав хондритовых метеоритов по данным [145].

Разрушение сульфидной фазы влечет за собой вынос из эклогитизированных пород не только элементов платиновой группы, но также и других халькофильных элементов. Это приводит к обеднению протолита, в частности, медью (Cu). Уровни концентраций Cu в породах на несколько порядков выше, чем содержания ЭПГ, что усиливает наблюдаемые отличия составов пород надсубдукционных поясов от пород, одним из источников исходных магм для которых служит эклогитизированная океаническая кора. К таким породам следует относить К-Na субщелочные и щелочные базальтоиды и породы NEB-адакитовой группы.

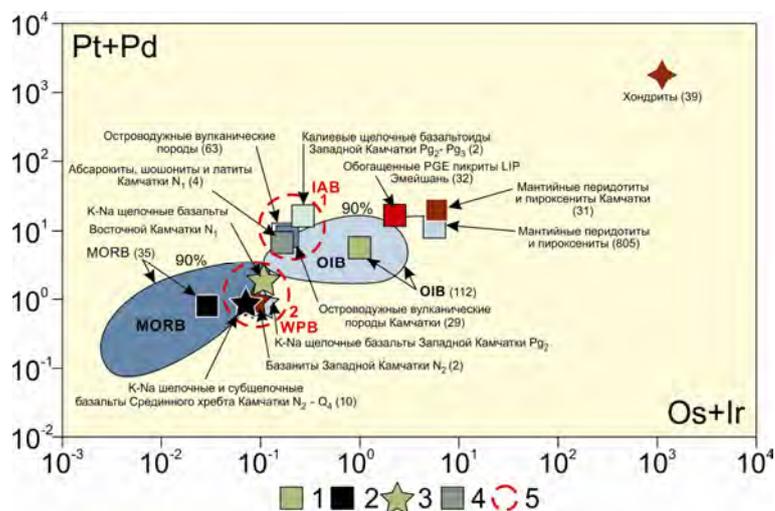


Рисунок 33 – Распределение элементов платиновой группы (ЭПГ) в базальтах OIB и MORB геохимических типов и в вулканических породах Камчатки

Точки составов: 1 – средний состав базальтов океанических островов (OIB) по [146-148]; 2 – средний состав базальтов океанической коры (MORB) по [149]; 3 – состав позднемиоценового К-Na щелочного базальта Восточной Камчатки по данным авторов, образец из коллекции О.Н. Волынца, см. [150]; 4 – средний состав пород ранне-среднемиоценовой абсарокит-шошонит-латитовой серии Западной Камчатки и раннеплиоценовых шошонитов вулкана Теклетунуп; 5 – области локализации средних составов пород надсубдукционного и окраинноконтинентального геохимических типов – IAB (1) и К-Na щелочных и субщелочных базальтов Камчатки, отвечающих и близких по составу вулканическим породам внутриплитного геохимического типа – WPB (2). Другие обозначения см. на Рисунке 32.

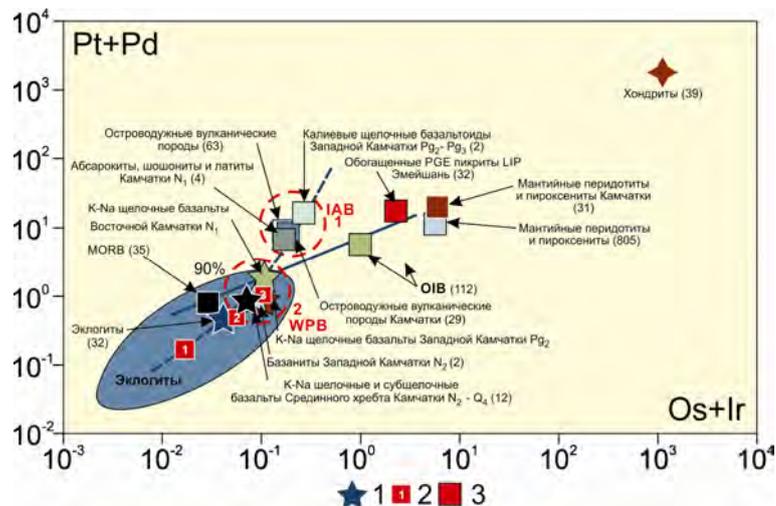


Рисунок 34 – Распределение элементов платиновой группы (ЭПГ) в эклогитах эксгумированной океанической литосферы и в вулканических породах Камчатки

Точки составов: 1 – средний состав эклогитов эксгумированной океанической литосферы по данным [151, 152]; 2 – средние составы эклогитизированных базальтов (1), эклогитизированных габбро (2) и габбро (3) эксгумированной океанической литосферы по данным [151]; 3 – средний состав пикритов областей Дали и Мули большой изверженной провинции Эмейшань (LIP), Южный Китай, по данным [153]. В средний состав эклогитов включены составы эклогитизированных базальтов и эклогитизированных габбро по данным [131] и эклогиты ядер метаморфических блоков эксгумированной океанической литосферы по данным [152]. Пунктирной линией показано возможное направление эволюции составов пород IAB и WPB геохимических типов Камчатки согласно модели рециклинга вещества субдуцированной океанической литосферы. Сплошной линией показано возможное направление эволюции составов базальтоидов MORB, OIB и LIP типов, связанных с обстановками океанического рифтинга, горячих точек и мантийных плюмов. Другие обозначения см. на Рисунке 32, 33.

Рисунок 35 – Распределение Cu и элементов платиновой подгруппы (ppb) в породах IAB типа, щелочных базальтоидов Камчатки и в породах NEB-адакитовой ассоциации Центральной депрессии Камчатки

Точки средних ставов эцлогитов (ECL), базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), базальтов океанических островов (OIB) и пород надсубдукционного островодужного типа (IAB) см. на Рисунке 34.

ВЫВОДЫ

1. В результате исследований было показано, что золотая минерализация пространственно и генетически контролируется производными слэбовых магм. В Восточном Саяне это гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ) имеющие неархейский возраст. В Восточном Забайкалье это раннеюрские гранитоиды амуджиканского комплекса. В обоих случаях, источником магм и рудных элементов был субконтинентальный геохимически специализированный домен, сформированный при воздействии слэбовых магм на породы верхней мантии.

2. Производные магм образовавшихся при различной степени плавления метасоматически преобразованных пород в пределах домена (базиты NEB, ТТГ, санукитоиды, низкокремнистые адакиты, высококремнистые адакиты) контролируют

рудную и россыпную минерализацию золота, выступая, в первом случае, в качестве первичного коллектора, во втором случае, как источник рудогенерирующих растворов.

3. В условиях высокобарического преобразования протолитов, в частности субдуцированной океанической коры, происходит перераспределение ЭПГ и обеднение Pt и Pd исходных пород. При формировании на этих уровнях базальтоидных и примитивных андезитоидных расплавов ими наследуются признаки деплетированного в отношении ЭПГ протолита. К таким производным следует относить К-Na субщелочные и щелочные базальтоиды и породы NEB-адакитовой группы Камчатки.

Раздел 8 Минералогические и изотопно-геохимические исследования бимодальной базальт-трахит-пантеллеритовой серии пород Цагаан-уульского дайкового пояса в Северной Монголии

В 2023 году по результатам детальных геохимических исследований Цагаан-уульского дайкового пояса установлено, что основным механизмом эволюции расплавов от трахитов к пантеллеритам является кристаллизационная дифференциация с преимущественным удалением кислого полевого шпата и амфибола, что соответствует наблюдаемым в породе соотношениям основных породообразующих фаз, а также распределению Zr в трахитах и пантеллеритах (Рисунок 36). Отдельно стоит отметить группу фигуративных точек составов пантеллеритов лежащую ниже основного тренда кристаллизационной дифференциации, входящие в нее породы имеют крупные структуры распада КПШ, выполненные пертитовыми прорастаниями альбита и микроклина, образование которых связано с медленным остыванием породы. Наличие таких структур понижает валовые содержания Zr относительно остальных пантеллеритов. Расчет прямой связи путем кристаллизационной дифференциацией между базальтоидами и трахитами не дает удовлетворительных результатов, что делает необходимым поиск захваченных включений промежуточных составов (трахиандезитов), для полноценной модели эволюции расплавов Цагаан-уульского дайкового пояса.

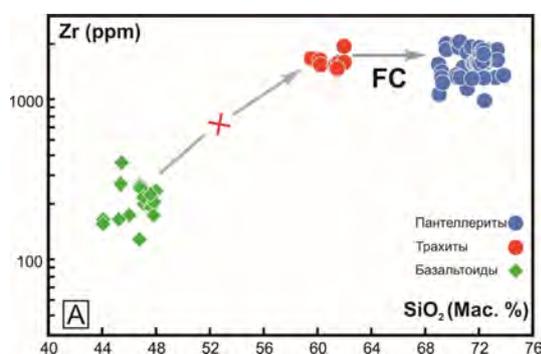


Рисунок 36 – Диаграмма Zr-SiO₂ для пород Цагаан-уульского дайкового пояса Северной Монголии

Геохимическая классификация для щелочно-салических пород также показывает, что существует единый тренд эволюции серии от трахитов к пантеллеритам (Рисунок 37). Важно отметить, что часть фигуративных точек составов трахитов лежат в поле A2, а часть в A1, что может говорить о том, что формирование этих пород происходило на этапе смены геодинамических условий, тогда как фигуративные точки составов пантеллеритов целиком лежат в поле A1 которое соответствует внутриплитным геодинамическим обстановкам океанических островов и рифтовых зон, поле A2 соответствует обстановкам континентальных окраин [154].

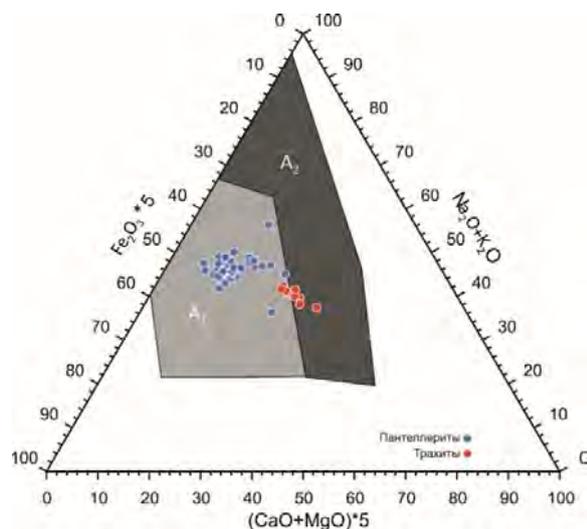


Рисунок 37 - Классификационная диаграмма для кислых пород [154]

A_1 – поле составов пород, относящихся к внутриплитным геодинамическим обстановкам, океаническим островам и континентальным рифтам. A_2 - поле составов пород, относящихся к внутриконтинентальным и окраинно-континентальным геодинамическим обстановкам.

Полученные изотопные характеристики ϵNd в совокупности с возрастными данными, определенными на предыдущем этапе исследований, согласуются с интерпретацией вышеприведенной диаграммы. Так трахиты обладают относительно низким ϵNd от -5.2 до -3.8, что свидетельствует об участии в магмообразовании обедненного источника. Они по возрасту относятся к завершающей стадии второго этапа магматического развития Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны (СМЗР). Пантеллериты обладают также относительно низким ϵNd от -4.8 до -3.6 и относятся по времени формирования к начальной стадии третьего этапа развития СМЗР [155]. Полученные данные указывают на то, что для трахитов и пантеллеритов источник магм был общим (Рисунок 38).

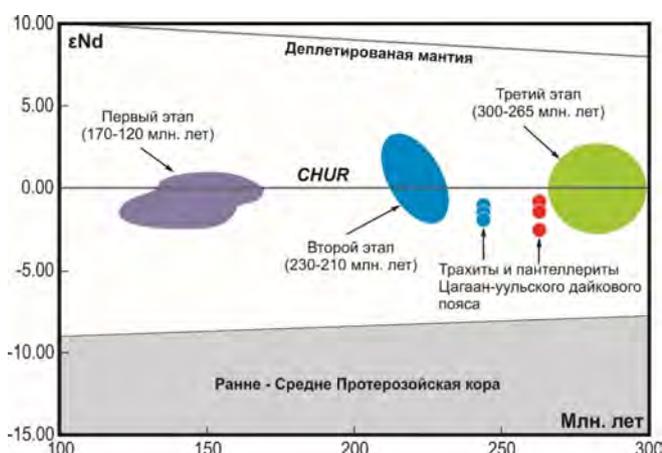


Рисунок 38 - Диаграмма ϵNd и возраста пород Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Данные диапазоны по [155-157].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с темой проекта в 2023 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 адакитовому магматизму Забайкалья и Камчатки. Исследования проведены по заданиям 2023 года.

Исследована сульфидная минерализация в орогенных эклогитах континентального типа Северо-Муйского блока в обрамлении Сибирского кратона, установлено ее метасоматическое происхождение, связанное с процессами ретроградного флюидного преобразования исходно «сухих» эклогитовых парагенезисов на стадии эксгумации на ниже-среднекоровые уровни. Определены пирит-халькопиритовый состав сульфидной минерализации эклогитов с подчиненным количеством пирротина и роль материнского метаморфогенного флюида в ее образовании. На основе изучения изотопного состава серы в пиритах установлено метаосадочное происхождения флюидов. Сделан вывод о том, что изотопный состав серы может быть прямым индикатором неоднородного строения Северо-Муйского блока на глубинных уровнях с различными пропорциями эксгумированного метабазитового субстрата или степенью эволюции состава флюидов.

На основе изотопных данных установлено, что в составе метаосадочных пород аккреционного клина Монголо-Охотского орогенного пояса существенно преобладает более древнее рециклированное коровое вещество, источником которого, вероятно, являются позднерифейские комплексы Аргунского супертеррейна. Показано, что изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских вулканитов Харанорской и Торейской рифтогенных впадин Восточно-Монгольско-Забайкальской вулканической области, являются типичными для позднемезозойских базальтоидных пород рифтовых областей Монголии и Забайкалья. Вариации изотопного состава стронция и кислорода большинства исследованных трахибазальтов впадин объясняются процессами смешения мантийного вещества с коровым источником, а именно с веществом терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных толщ палеозойских аккреционных комплексов Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Продолжено изучение минералогических особенностей и условий образования пирогенных пород пирометаморфических комплексов Центральной и Восточной Монголии – Нилгинского и Хамарин-Хурал-Хид. Получены новые данные по геохимии, минералогии,

процессам и условиям образования пород пирометаморфического комплексов. Изучены минерально-фазовые особенности новых для этого комплекса разновидностей пород – кристобалитового клинкера, обогащенных железом тридимит-секанинитовой и кристобалит-фаялитовых паралав, а также ксенолитов клинкера в мелилит-нефелиновой паралаве. Определены вариации составов породообразующих, второстепенных, аксессуарных и некоторых редких минералов пирометаморфических комплексов – полиморфов кремнезема, кордиерита, муллита, Fe-муллита, Al-Fe-Mg силикат-шпинели, фаялита, оксидов Fe и Ti, ферросилита. Установлены особенности КР-спектров секанинитита, индиалита, ферроиндиалита, муллита и безводного фосфата Fe-Ca-Mn из группы графтонита.

Исследован вклад производных слэбовых магм в металлогению золота на примере Восточного Саяна и Восточного Забайкалья. Показано, что золотая минерализация гранитоидных комплексов пространственно и генетически контролируется производными слэбовых магм. В Восточном Саяне это гранитоиды тоналит-трондземит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ) имеющие неоархейский возраст, а в Восточном Забайкалье это раннеюрские гранитоиды амуджиканского комплекса. Производные магм, образовавшихся при различной степени плавления метасоматически преобразованных пород в пределах домена (базиты NEB, ТТГ, санукитоиды, низкокремнистые адакиты, высококремнистые адакиты), контролируют рудную и россыпную минерализацию золота, выступая, в первом случае, в качестве первичного коллектора, во втором случае, как источник. Исследовано распределение элементов платиновой группы в магматических породах кайнозойской щелочной провинции Западной Камчатки и в породах NEB-адакитовой ассоциации Камчатки.

Систематизированы петрогеохимические, изотопно-геохронологические, металлогенические данные по метаосадочным породам Фенноскандинавского и Сибирского кратонов, а также подвижных поясов в его обрамлении и Памира. Полученные результаты позволили установить закономерности проявления литогенеза от мезоархея до фанерозоя. Предложена методология систематизации данных для метаосадочных пород. Установлено, что областями сноса (питающими провинциями) для комплексов подвижных поясов, развитых в обрамлении Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский комплексы), являются: 1 – архейские ТТГА и зеленокаменные пояса; 2 – присутствующие в них неоархейско-палеопротерозойские метамагматические и метаосадочные образования; 3 – массивы палеопротерозойских гранитоидов (саянский, шумихинский, приморский комплексы). Показано, что с проявлением литогенеза связывается образования гигантских по размерам месторождений железистых кварцитов, декоративных и цементных мраморов, маложелезистого апатита.

Впервые получены петрогеохимические, изотопные и геохронологические характеристики терригенных пород южной части Сангиленского блока ЦАСП. С учетом максимального из установленного на сегодняшний день раннекембрийского (520 млн. лет) возраста прорывающих их интрузивных пород, возможный период накопления терригенных толщ южной части Сангиленского блока оценивается значительным интервалом в 790–520 млн. лет. На основании анализа полученных данных, вероятными источниками сноса для терригенных отложений являлись неопротерозойские и раннедокембрийские островодужные и окраинно-континентальные комплексы. Проведенное исследование имеет большое прикладное значение, поскольку позволяют реконструировать строение и историю формирования Сангиленского блока ЦАСП.

Сравнительный анализ крупных многофазных плутонов гранитоидов в Центральной и Восточной Монголии (Бага-Хэнтэйский, Хошутулинский и Их-Наротин Хидский), относящихся к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда, показал, что эти массивы различаются особенностями строения, петрогеохимическими характеристиками и геодинамическими особенностями их образования. Формирование Хошутулинского и Их-Наротин-Хидского массивов происходило на периферии MZ ареалов магматизма в пределах рифтовых зон, обрамляющих батолиты. При формировании многофазных плутонов палингенных известково-щелочных гранитоидов коллизионных обстановок не происходит значительного обогащения пород литофильными и рудными элементами. На периферии разновозрастных MZ1 - MZ2 магматических ареалов оруденение часто ассоциирует с многофазными массивами и малыми интрузиями внутриплитных редкометалльных Li-F гранитов.

В 2023 году продолжалось изучение магнезиальных метасоматитов Кутимского блока Чуйской глыбы. Первые определения возраста этих образований по монациту показали их необычно молодой возраст ~ 368 млн. лет. Следовательно, с возрастом субщелочной гранитизации в регионе (1860 млн. лет) образование метасоматитов не может быть связано.

Государственное задание по проекту в 2023 году выполнено в полном объеме. В 2023 году по теме проекта опубликовано 16 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 2 статьи WOS квартилей Q1 и Q2, представлено 11 устных докладов на всероссийских научных конференциях. Направлено в печать 8 статей с опубликованием в российских журналах в 2024 году.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. 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.
2. В.И. Коваленко, Ю.А. Костицын, В.В. Ярмолюк, С.В. Ковач, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.С. Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. - 1999. - Т. 7., № 4. - С. 401-429.
3. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределения редких элементов и генезис) // Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции. М.: Наука. – 1971. – Вып. 5. – 240 с.
4. Daoudene Y., Garais D., Ruffet G., Gloaguen E., Cocherie A., Ledru P. Synthinning pluton emplacement during Mesozoic extension in eastern Mongolia // Tectonics. – 2012. – V. 31. - TC3001.
5. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust / In: Holland H.D, Turekian KK (eds) // Treatise on Geochemistry. – 2003. – V.3. – P. 1–64.
6. Ткачев А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Иванова А.А., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В. О возрасте формирований пегматитов Мамской слюдоносной провинции: новые U-Pb (IDSIMS) данные по циркону // Доклады РАН. Науки о Земле. – 2022. - Т.507, № 2. - С. 163-170.
7. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский – раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. - 2013.- Т.21, № 2. - С 115-143.
8. Ильин, А.В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува) // Советская геология. – 1958. - № 4. - С. 33-42.
9. Ильин, А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии // Изд-во Наука. – Москва. – 1982. - 114 с.
10. Александров Г.П. Стратиграфия протерозойских и раннекембрийских отложений Сангилена // Материалы по геологии Тувинской АССР. Тувинское книжное изд-во. – Кызыл. – 1981. - Вып. V. - С. 39-56.
11. Гибшер, А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия юго-восточной Тувы и северной Монголии // Геология и Геофизика. – 1992. - № 11. - С. 26-34.
12. Гоникберг, В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника. – 1997. - № 5. - С. 72-84.

13. Беляев С.Ю., Терлеев А.А., Тектонические покровы нагорья Сангилен // Структурно-вещественные комплексы юго-восточной Тувы. Сборник научных трудов: Изд-во СО АН СССР – Новосибирск. – 1989. - С. 113-129.
14. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.Б., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. – 1999. - Т.7, № 2. - С. 174-190.
15. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Ю.В. Плоткина Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. - Т. 13, № 1. - с. 3-25.
16. Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Кренер А., Адамская Е.В., Азимов П.Я., Гороховский Б.М., Иванова А.А., Ойдуп Ч.К., Плоткина Ю.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2021. - Т. 29, № 4. - С. 3-26.
17. Шейнманн, Ю.М. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. - Серия западно-саянская. - Листы М-47-ХIII/ХIХ. - Объяснительная записка // Изд-во Госгеолтехиздат. – Москва. – 1959. - 111 с.
18. Шапошников, Г.Н. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. - Серия западно-саянская. - Листы М-47-ХIII/ХIХ. - Объяснительная записка // Изд-во Союзгеолфонд. – Москва. – 1985. – 120 с.
19. 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.
20. Кузнецова Л.Г., Дриль С.И. Sm-Nd изотопные характеристики источников раннепалеозойских коллизионных гранитоидов в поясах редкометалльных пегматитов Сангиленского нагорья // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Материалы 7-ой Российской конференции по изотопной геохронологии (5-7 июня 2018 г.): Изд-во ИГЕМ РАН. – Москва. - 2018. – С. 59-60.
21. 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.

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

23. Тейлор С.З., Мак-Леннон С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир. – 1988. – 384 с.

24. Петтиджон Ф. Дж., Поттер Р. Пески и песчаники // Изд-во Мир. – Москва. – 1976. - 535 с.

25. Herron, M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. – 1988. - V. 58. – P. 820-829.

26. Taylor, S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution // Blackwell Scientific Publ. – Oxford. - 1985.

27. McLennan, S.M., Hemming S., McDaniell D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // in: Controlling the composition of clastic sediments (Eds. M.J. Johnsson, A. Basu) // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. - 1993. - № 285. - P. 21-40.

28. Roser, B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. – 1986. - V. 94, №. 5. - P. 635-650.

29. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins sandstones // Contrib. Mineral. Petrol. - 1986. - V. 92. - P. 181-193.

30. Кузьмичев, А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы // – Москва. - ПРОБЕЛ-2000. - 2004. - 192 С.

31. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и Геофизика. – 2013. - Т. 54, № 1. - С. 45-57.

32. Вещева С.В., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л. Геохимические и Sm-Nd-изотопные характеристики неопротерозойских терригенных отложений Тувино-Монгольского массива // Доклады АН. – 2008. - т. 418, № 4. - С. 506-511.

33. Летникова, Е.Ф. Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и Геофизика. – 2011. - т. 52, № 12. - С. 2110-2121.

34. Bold, U., Isozaki Y., Aoki S., 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.
35. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // *Геотектоника*. – 2019. - № 1. - С. 3-43.
36. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука. - 1980. - 100 с
37. Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н. U-Pb Возраст и Lu-Hf изотопные характеристики детритовых цирконов из метаосадков Онотского зеленокаменного пояса. (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. – 2014. - Т 55, № 11. - С. 1581–597.
38. Туркина О.М., Сухоруков В.П. Раннедокембрийские высокометаморфизованные терригенные породы гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа // *Геология и геофизика*. – 2015. Т. 56, № 6. - С. 1116-1130.
39. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area) // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. – 2004. – V 95. – P. 215–225.
40. Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Левицкий И.В. Возрастные рубежи проявления метаморфизма на Китойском силлиманитовом месторождении (Юго-Восточное Присяянье) // *Доклады АН*. - 2011. - Т. 436, №3. - С. 351-355.
41. Туркина О. М. Раннедокембрийская эволюция коры Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных данных // *Геология и геофизика*. - 2022. - Т 63, № 2. - С. 163-183.
42. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgod A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // *J. Geol.*. – 1991. V 99. P. 851—861.
43. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ковач В.П., Яковлева С.З., Мельников А.И., Бараш И.Г., Козаков И.К., Тодт В. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского

выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2007. – Т 15, №4. – С. 3-19.

44. Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Левский Л.К. Возраст пород Иркутского блока Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: датирование минералов метаморфических пород // Петрология. – 2012. - Т 2, № 1 - С. 95–10.

45. Галимова Т.Ф. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000, N 48. // Картографическая фабрика ВСЕГЕИ – 2009.

46. Высоцкий С. В., Ханчук А. И., Левицкий В. И., Демонтерова Е. И., Левицкий И. В., Игнатъев А. В., Веливецкая Т. А. Новые изотопные и геохимические данные о раннедокембрийском возрасте сульфидной минерализации (колчеданов) с меткой масс-независимого фракционирования серы (Шарыжалгайский краевой выступ Сибирского кратона, Россия) // - Доклады АН. - 2020. - Т 491, № 2. - С. 60-65.

47. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А. Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов // Геология и геофизика. – 2019. - Т 60, №10. - С. 1384–1406.

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

49. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита/ Петрозаводск: КарНЦ РАН, Ин-т геологии.- 2008. - 295 с.

50. Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. - 2009. - 118 с.

51. Ветрин В. Р., В. П. Чупин, Ю. Н. Яковлев Метаосадочные породы фундамента палеопротерозойской печенгской структуры: Источники терригенного материала, палеодинамические условия // Литосфера. -2013. - № 5. С. 3–25.

52. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SRIMPT) // Доклады АН. 2005. - Т 402, № 1. С. 82-85.

53. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. - 1990. - 244 с.

54. Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Кирнозова Т. И., Макаров В.А., Борисова Е.Ю., Кевлич В.И. и др. и – Рb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита Северной Карелии // Геохимия. - 1997. - № 11. - С. 1154-1160.
55. Мыскова Т. А. Глиноземистые гнейсы Беломорья (химический состав, происхождение, условия формирования) // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. - СПб. - 2001. - 24 с.
56. Claesson S., Bibikova E., Skiöld T., Glebovitsky V. The evolution of the Belomorian mobile belt based on U-Pb microanalysis of zircon // 24 Nordiske Geologiske Vintermote. Abstracts. Trondheim. - 2000. - P. 50–51.
57. Кудряшов Н.В. геохронология парагнейсов, гранитогнейсов, и метадиоритов района оз. Сенное (Северо-Западное Беломорье)// Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. - СПб. - 1996. - 28 с.
58. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В. Дэйли Дж.С, Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Шерстеникова О.Г. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник МГТУ. - 1998. - Т 1, №3. - С. 19-32.
59. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах // В.А. Глебовицкий, Т.Ф. Зингер, И.К. Козаков и др. - Л.: Наука. - 1985. 311 с.
60. Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука. - 1981. - 195 с.
61. Школьник С.И., Макрыгина В.А. Геохимия и изотопный состав метатерргенных отложений хамардабанской серии (Центрально-Азиатский складчатый пояс)// Геология и геофизика. - 2017. - Т 58, № 10. - С. 1500–1513.
62. 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.
63. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: «Наука». – 1984. – 200 с.
64. 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.
65. 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.

66. 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.

67. Буданова К.Т., Буданов В.И. Метамагматические формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш. - 1983. - 275 с.

68. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш.- 1991. - 336 с.

69. Левицкий В. И. Геохимия карбонатных пород в раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических комплексах Восточной Сибири, Северо-Запада России, Памира // Геохимия. - 2019. - Т 64, № 4. – С. 409-426.

70. Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution. – Amsterdam: Elsevier. – 1994. - P. 205-259.

71. Condie K., Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. – 1993. - V 104. - P. 1–37.

72. Коми Ц. Общие проблемы геодинамики и геотектоники - континентальный рециклинг или истинный континентальный рост // Геология и геофизика. – 2011. - Т 52, № 12. - С. 1927–1944.

73. Windley B. The evolving continents. 3rd edition. JohnWily & Sons. Chichester, 1995. - 526 P.

74. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. - 1999. - №3. - С.21-41.

75. Jahn B. M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. - 2000. - V. 23, № 2. - P.82-92.

76. Jahn B. M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in Phanerozoic // Geology Society. London. Special Publication. - 2004. - V.226. - P.73-100.

77. Kroner A., Kovach V., Alexeiev D., et al. No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // Gondwana Research. - 2017. - V.50. - P.135-166.

78. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская Геология. - 1999. - Т.18, №5. - С.24-43.

79. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. - 2003. - Т.22, № 6. - С. 7-41.
80. Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН. - 1998. - Т.360, №2. - С. 241-245.
81. Дриль С.И., Лохов И.К., Куриленко А.В., и др. Sr-Nd изотопно-геохимическая характеристика и U-Pb геохронология пород островодужных комплексов Монголо-Охотского складчатого пояса // Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 95-летию академика Л.В. Таусона. - 2012. - Т.2. - С. 220-223.
82. Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Source and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. - 2001. - V.42, №. 8. - P. 1567-1593.
83. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. - 1995. - V. 120, № 3-4. - P. 223-253.
84. Попеко Л.И. Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса. Владивосток: Дальнаука. - 2000. - 124 с.
85. Yang Y.-H., Chu Zh. Y., Wu F.-Y., et al. Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // J. Anal. At. Spectrom. - 2010. - V.26. - P. 1237-1244.
86. Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., и др. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология Рудных Месторождений. - 2010. - Т. 52. - № 6. - С. 553-571.
87. Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., и др. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород Даурской серии Аргунского континентального массива // Тихоокеанская геология. - 2022. - Т.41, №1. - С. 13-31.
88. Gordienko I.V. The role of island-arc oceanic, collisional and intraplate magmatism in the formation of continental crust of the Mongolia-Transbaikalia region: geostructural, geochronological and Sm-Nd isotope data // Geodynamics & Tectonophysics. - 2021. - V 12 (1). - P. 1-47.

89. 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.
90. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. - 2009. - №1. - С. 39-58.
91. Wang T., Tong Y., Zhang L., et al. Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // Journal of Asian Earth Sciences. - 2017. - V.145. - P. 368-392.
92. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитовый магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. - 2011. - №6. С. 3-23.
93. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицина Т.Ю. Позднемезозойский - раннекайнозойский рифтогенный магматизм Ундинского сектора (Западное Забайкалье) // Геологи и геофизика. - 2016. - Т. 57, №5. - С. 920-946.
94. Ярмолюк В.В., Козловский А. М. Позднемезозойский Восточно-Монгольский вулканический пояс и его граничные характеристики (состав, строение, возраст, обстановки формирования) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 20. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2022. - С. 338-339.
95. Дриль С.И., Кузьмин М.И., Медведев А.Я., Сасим С.А. Изотопная Sr-Nd-Pb систематика и источники вещества трахибазальтов Харанорской и Торейской позднемезозойских впадин Восточного // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 20. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2022. - С. 97-98.
96. Сасим С.А., Дриль С.И. Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика пород шшонитовой и трахибазальтовой серий на примере мезозойских вулканитов Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2013. - С. 202-204.
97. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И. Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // Геология и геофизика. - 2018. - № 12. - С. 2101-2128.

98. Bebout G.E. The impact of subduction-zone metamorphism on mantle-ocean chemical cycling // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 126(2). – P. 191–218.
99. Cooke D.R., Simmons S.F. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits // In: *Gold in 2000* (eds. Hagemann S.G. and Brown P.E.). – 2000. – P. 221–244.
100. Sillitoe R.H. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations // *Economic Geology*. – 2008. – V. 103(4). – P. 663–687.
101. Brown J.L., Christy A.G., Ellis D.J., Arculus R.J. Prograde sulfide metamorphism in blueschist and eclogite, New Caledonia // *Journal of Petrology*. – 2014. – V. 55(3). – P. 643–670.
102. Crossley R.J., Evans K.A., Jeon H., Kilburn, M.R. Insights into sulfur cycling in subduction zones from in-situ isotope analysis of sulphides in high-pressure serpentinites and ‘hybrid’ samples from Alpine Corsica // *Chemical Geology*. – 2018. – V. 493. – P. 359–378.
103. Evans K.A., Tomkins A.G., Cliff J., Fiorentini M.L. Insights into subduction zone sulfur recycling from isotopic analysis of eclogite-hosted sulfides // *Chemical Geology*. – 2014. – V. 365. – P. 1–19.
104. Li J.L., Schwarzenbach E.M., John T., Ague J.J., Huang F., Gao J., Klemd R., Whitehouse M.J., Wang X.S. Uncovering and quantifying the subduction zone sulfur cycle from the slab perspective // *Nature Communications*. – 2020. – V. 11. – P. 514.
105. Li J.-L., Klemd R., Huang, G.-F., Ague J.J., Gao J. Unravelling slab $\delta^{34}\text{S}$ compositions from in-situ sulphide $\delta^{34}\text{S}$ studies of high-pressure metamorphic rocks // *International Geology Review*. – 2021. – V. 63(1). – P. 109–129.
106. Walters J.B., Cruz-Uribe A.M., Horst R. Marschall. Isotopic compositions of sulfides in exhumed high-pressure terranes: implications for sulfur cycling in subduction zones // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2019. – V. 20. – 10.1029/2019GC008374.
107. Walters J.B., Cruz-Uribe A.M., Marschall H.R., Boucher B. The role of sulfides in the chalcophile and siderophile element budget of the subducted oceanic crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2021. – V. 304. – P. 191–215.
108. 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.
109. Skuzovatov S.Yu. Differential fluid activity in a single exhumed continental subduction unit from local P-T-M(H₂O) records of zoned amphiboles (North Muya, Eastern Siberia) // *Minerals*. – 2022. – V. 12(2). – P. 217.

110. Skuzovatov S.Yu., Belozeroва O.Yu., Vasil'eva I.E., Zarubina O.V., Kaneva E.V., Sokolnikova Yu.V., Chubarov V.M., Shabanova E.V. Centre of Isotopic and Geochemical Research (IGC SB RAS): current state of micro- and macroanalysis // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2022. – V. 13(2). – P. 0585.
111. Craig J.R., Vokes F.M. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview // *Mineralogical Magazine*. – 1993. – V. 57. – P. 3–18.
112. van Acken D., Su W., Gao J., Creaser R.A. Preservation of Re-Os isotope signatures in pyrite throughout low-T, high-P eclogite facies metamorphism // *Terra Nova*. – 2014. – V. 26. – P. 402–407.
113. Connolly J.A.D., Cesare B. C-O-H-S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1993. – V. 11. – P. 379–388.
114. Tomkins A.G. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2010. – V. 74. – P. 3246–3259.
115. Tomkins A.G., Evans K.A. Separate zones of sulfate and sulfide release from subducted mafic oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2015. – V. 428. – P. 73–83.
116. Гольберт В.В., Чацкис И.Д. Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXIX. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1981. – 116 с.
117. Ефремов С. В., Спиридонов А. М., Горячев Н. А. Слэбовый расплав как потенциальный источник профилирующих элементов месторождений золота и тяжёлых металлов // *Доклады Академии Наук*. - 2018. – Т. 479, № 5. - С.1–5.
118. Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Травин А.В. Новые данные о возрасте, генезисе и источниках вещества гранитоидов Карийского золоторудного узла (Восточное Забайкалье) // *Геология и геофизика*. - 2019. - Т.60(6). - С. 772—788.
119. Foley S. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints // *Lithos*. – 1992. – V.28. – P.187 – 204.
120. Benito R., Lopez–Ruiz J., Cebria J.M., Hertogen J., Doblas M., Oyarzun R., Demaiffe D. Sr and O isotope constrains on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain // *Lithos*. – 1999. – V.46.– P.773 – 802.
121. Dickin A.P. *Radiogenic Isotope Geology*. - Cambridge University Press, 2005. – 472 p.
122. Kepezhinskas, P., Defant, M. J. & Drummond, M. S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.- 1996. V.60. - P. 1217-1229.

123. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. // *J. Petrol.* - 1995. - V.36. - P. 891-931.
124. Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., and Applegate, G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 Gpa // *Chemical Geology.* - 1999. - V. 160. - P. 335–356.
125. Rapp, R.P., Norman, M.D., Laporte, D., Yaxley, G.M., Martin, H., Foley, S.F. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg–diorites (sanukitoids) // *Journal of Petrology.* - 2010. - V.51. - P.1237–1266.
126. 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.
127. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology.* - 1998. - V.145. - P.325–394.
128. Kelley K.A., Plank T., Ludden J., Staudigel H. Composition of altered oceanic crust at IODP Sites 801 and 1149 // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* – 2003. – V. 4. – №. 6. – P.1525–2027.
129. Jochum K.P., Verma S.P. Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB // *Chemical Geology.* – 1996. – V.130. – № 3–4. – P.289–299.
130. Горячев Н.А., Дриль С.И., Борисенко А.С., Вах А.С., Гвоздев В.И., Ефремов С.В., Спиридонов А.М. Геодинамическая позиция и генетические особенности золото-турмалиновой минерализации Монголо-Охотского орогенного пояса // *Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий, рациональное природопользование. Современное минералообразование.* Чита: Забайкальский государственный университет. - 2018. - С. 240–242.
131. Dale C.W., Burton K.W., Pearson D.G., Gannoun A., Alard O., Argles T.W., Parkinson I.J. Highly siderophile element behaviour accompanying subduction of oceanic crust: Whole rock and mineral-scale insights from a high-pressure terrain // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* - 2009. - V. 73. - P. 1394–1416.
132. Kepezhinskas P., Defant M.J., Widom E. Abundance and distribution of PGE and Au in the island-arc mantle: implications for sub-arc metasomatism // *Lithos.* - 2002. - V. 60. - P. 113-128.

133. Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A., Boyd F.R., Dreibus G.E. Re–Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites // *Chemical Geology*. - 2004. - V. 208. - P. 29– 59.
134. Ionov D.A., Shirey S.B., Weis D., Brugmann G. Os–Hf–Sr–Nd isotope and PGE systematics of spinel peridotite xenoliths from Tok, SE Siberian craton: Effects of pervasive metasomatism in shallow refractory mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. - 2006. - V. 241. - P. 47– 64.
135. Ivanov A.V., Palesskii S.V., Demonterova E.I., Nikolaeva I.V., Ashchepkov I.V., Rasskazov S.V. Platinum-group elements and rhenium in mantle xenoliths from the East Sayan volcanic field (Siberia, Russia): evaluation of melt extraction and refertilization processes in lithospheric mantle of the Tuva-Mongolian massif // *Terra Nova*. - 2008. - V. 20. - P. 504–511.
136. Barnes S.J., Mungall J.E., Maier W.D. Platinum group elements in mantle melts and mantle samples // *Lithos*. – 2015. V. 232. – P. 395-417.
137. Zhang Y.-L., Ge W.-C., Sunb J, Yang H., Liu Z.-C., Liu J. Age and composition of the subcontinental lithospheric mantle beneath the Xing'an–Mongolia Orogenic Belt: Implications for the construction of microcontinents during accretionary orogenesis // *Lithos*. - 2019. - V. 326–327. P. 556-571.
138. Woodland S.J., Pearson D.G., Thirlwall M.F. A platinum group element and Re–Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: Comparison of Grenada, Less Antilles arc, and the Ize-Bonin arc // *J. Petrology*. - 2002. - V. 43. - P. 171-198.
139. Dale, C. W., Macpherson, C. G., Pearson, D. G., Hammond, S. J., & Arculus, R. J. Inter-element fractionation of highly siderophile elements in the Tonga Arc due to flux melting of a depleted source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 2012. - V. 89. - P. 202–225.
140. Pearson D.G., Woodland S.J. Solvent extraction-anion exchange separation and determination of PGEs (Os, Ir, Pt, Pd, Ru) and Re–Os isotopes in geological samples by isotope dilution ICP-MS // *Chemical Geology*. - 2000. - V. 165. - P. 87-107.
141. Ivanov, A.V., Perepelov, A.B., Palesskii, S.V., Nikolaeva, I.V. First data on the distribution of platinum group elements (Ir, Os, Ru, Pt, and Pd) and Re in island-arc basalts of Kamchatka // *Dokl. Earth Sci*. - 2008. - V. 420 (1). - P. 597–601.
142. Nekrylov N., Kamenetsky V.S., Savelyev D.P., Gorbach N.V., Kontonikas-Charos A., Palesskii S.V., Shcherbakov V.D., Kuttyrev A.V., Savelyeva O.L., Korneeva A.A., Kozmenko O.A., Zelenski M.E. Platinum-group elements in Late Quaternary high-Mg basalts of eastern Kamchatka: Evidence for minor cryptic sulfide fractionation in primitive arc magmas // *Lithos*. - 2022. - V. 412–413. - 106608.

143. Перепелов А.Б. Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вулканология и сейсмология. - 2005. - № 1. - С. 22-36.
144. Flerov G.B., Koloskov A.V., Puzankov M.Yu., Perepelov A.B., Shcherbakov Yu.D., Dril S.I., Palesskiic S.V. Space–Time Relationships between Volcanic Associations of Different Alkalinities: The Belogolovskii Massif, Sredinnyi Range, Kamchatka. Part II. Geochemistry of Volcanic Rocks and Magma Sources // Journal of Volcanology and Seismology. - 2016. - V. 10, № 4. - P. 219–241.
145. Fischer-Godde M., Becker H., Wombacher F. Rhodium, gold and other highly siderophile element abundances in chondritic meteorites // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 2010. - V. 74. - P. 356–379.
146. Ireland T.J., Walker R.J., Garcia M.O. Highly siderophile element and ^{187}Os isotope systematics of Hawaiian picrites: Implications for parental melt composition and source heterogeneity // Chemical Geology. - 2009. - V. 260. - P.112–128.
147. Pitcher L., Helz R.T., Walker R.J., Piccoli P. Fractionation of the platinum-group elements and Re during crystallization of basalt in Kilauea Iki Lava Lake, Hawaii // Chem. Geol. - 2009. - V. 260 (3–4). - P. 196-210.
148. Day J.M.D., Graham Pearson D., Macpherson C.G., Lowry D., Carracedo J.C. Evidence for distinct proportions of subducted oceanic crust and lithosphere in HIMU-type mantle beneath El Hierro and La Palma, Canary Islands // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 2010. - V. 74, Iss. 22. - P. 6565-6589.
149. Peucker-Ehrenbrink B., Bach W., Hart S.R., Blusztajn J.S., Abbruzzese T. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust from DSDP/ODP Sites 504 and 417/418 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. - 2003. - V. 4, № 715. 8911.
150. Вольнец О.Н., Успенский В.С., Антошин Г.Н., Валов М.Г., Патока М.Г., Пузанков Ю.М., Ананьев В.В., Шипулин Ю.Г. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое // Вулканология и сейсмология. - 1990. - № 5. - С. 14–27.
151. Dale C.W., Burton K.W., Pearson D.G., Gannoun A., Alard O., Argles T.W., Parkinson I.J. Highly siderophile element behaviour accompanying subduction of oceanic crust: Whole rock and mineral-scale insights from a high-pressure terrain // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 2009. - V.73. - P. 1394–1416.

152. Penniston-Dorland S.C., Walker R.J., Pitcher L., Sorensen S.S. Mantle–crust interactions in a paleosubduction zone: Evidence from highly siderophile element systematics of eclogite and related rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 2012. - V. 319-320. - P. 295-306.
153. Li, J., Wang, X.C., Ren, Z.Y., Xu, J.F., He, B. and Xu, Y.G.. Chemical heterogeneity of the Emeishan mantle plume: Evidence from highly siderophile element abundances in picrites. *Journal of Asian Earth Sciences.* - 2014. - V.79. - P. 191-205.
154. Grebennikov A.V. A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification // *Russian Geology and Geophysics.* - 2014. - V.55. - P. 1074–1086
155. Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos.* - 2009. - V.113, № 3-4. - P. 521-539
156. Yarmolyuk, V.V., Ivanov, V.G., Kovalenko, V.I. Sources of the intraplate magmatism of Western Transbaikalia in the late Mesozoic–Cenozoic: trace element and isotope data // *Petrology.* - 1998. – V.6. - P. 101–124.
157. Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Salnikova, E.B., Budnikov, S.V., Kovach, V.P., Kotov, A.B., Ponomarchuk, V.A., Tectono-magmatic zoning, magma sources, and geodynamic of the Early Mesozoic Mongolo-Transbaikalian magmatic area // *Geotectonics..*- 2002. № 36. – P. 293–311.

ПРИЛОЖЕНИЕ А
СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОЕКТА

Статьи

1. 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 rare metal granite and pegmatite of Middle Paleozoic intraplate setting // *China Geology*. 2023. V. 6. P. 1-17. DOI: 10.31035/cg2023040.
2. Odgerel D., Ganbat B., Antipin V., Sanchir D., Tumurchudur C. Geochronology and Petrogenesis of the Gol Mod Massif: Implications for the Geodynamic Evolution of the Orkhon-Selenge Belt, Northwestern Mongolia // *Mongolian Geoscientist*. 2022. V. 27(55). P. 1-17. DOI: 10.5564/mgs.v27i55.2310.
3. 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. DOI: [10.31857/S2686739722602812](https://doi.org/10.31857/S2686739722602812).
4. Бербекова Е.И., Кондаков Д.Ф., Кренев В.А., Кузнецова Л.Г., Печенкина Е.Н., Фомичев С.В. Сподуменовые пегматиты Тастыгского месторождения как перспективный источник лития // *Химическая технология*. – 2023. – Т. 24. – № 12. – С. 446-449. DOI: 10.31044/1684-5811-2023-24-12-446-449
5. Левицкий В.И., Левицкий И.В., Павлова Л.А., Лукашова М.В. Муассанит в породах Бобруйского выступа Белорусского кристаллического массива Восточно-Европейского кратона // *Петрология*. – 2023. – Т. 31, № 4. – С. 436-460.
6. Levitskiy, I.V., Levitskiy, V.I., Pavlova, L.A., Lukashova, M.V. Native Niobium in the Rocks of the Bobruisk Marginal Salient of the Eastern European Craton Foundation. // *Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences*. – 2023. – P. 72–78.
7. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Melting Processes of Pelitic Rocks in Combustion Metamorphic Complexes of Mongolia: Mineral Chemistry, Raman Spectroscopy, Formation Conditions of Mullite, Silicate Spinel, Silica Polymorphs, and Cordierite-Group Minerals // *Geosciences*. – 2023. – 13(12), 377. <https://doi.org/10.3390/geosciences13120377>
8. Савина Е.А., Перетяжко И.С. Условия и процессы формирования кристобалитового клинкера, железистых и мелилит-нефелиновых паралав в пирометаморфическом комплексе Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия // *Геология и геофизика*. – 2023. – 64(12), 1690-1715 (Online First 01.07.2023). <https://doi.org/10.15372/GIG2023144>

9. Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Минералы группы оливина в мелилит-нефелиновых паралавах пирометаморфических комплексов Монголии // Записки РМО. – 2023. – № 1, С. 61–77. <https://doi.org/10.31857/S0869605523010045>
10. Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Главные породообразующие минералы паралав пирометаморфических комплексов Монголии // Записки РМО. – 2023. – № 4, 65–83. <https://doi.org/10.31857/S0869605523040056>
11. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Журавлев А.Н., Скузоватов С.Ю. Эдиакарские и кембрийские вулканогенные и осадочные комплексы Южного Улутау (Центральный Казахстан): строение, обоснование возраста и обстановки формирования // Геотектоника. – 2023. – №5. – С. 37–69.
12. Skuzovатов S.Yu., Wang Kuo Lung, LI Xian-hua, Iizuka Yoshiyuki, Shatsky V. Zircon trace-element and isotopes (U-Pb, Lu-Hf, $\delta^{18}\text{O}$) response to fluid-deficient metamorphism of a subducted continental terrane (North Muya, Eastern Siberia) // Geological Society, London, Special Publication, - 2023. - V.537(1). DOI: 10.1144/sp537-2022-309.
13. Скузоватов С.Ю., Ризванова Н.Г., Скублов С.Г., Шацкий В.С. U–Pb ID-TIMS возраст рутила из эклогитов Северо-Муйского блока (Северо-Восточное Забайкалье) как индикатор длительности эксгумации континентальной литосферы // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2023. – Т.512(1). - С. 50-59. DOI: 10.31857/S268673972360025X
14. Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б., Дриль С.И. Позднекаменноугольные риолиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна: геохимия и геохронология // Тихоокеанская геология. 2023. 42(5): 105–119. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-5-105-119
15. Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ванг Ч., Су В., Ильин А.А., Колесниченко М.В. Особенности строения и эволюции нижних частей континентальной коры Якутской алмазоносной провинции в районе Верхне-Мунского кимберлитового поля // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2023. - Т.508(2). - С. 173–184. DOI: 10.31857/S2686739722602393
16. Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ванг Ч. Эволюция коры Якутской алмазоносной провинции – от эоархея до палеопротерозоя: результаты U-Th-Pb (ЛА-ИСП-МС) геохронологических и Lu-Hf изотопно-геохимических исследований циркона из ксенолитов коровых пород в кимберлитовых трубках // Геология и геофизика. - 2023. - Т.64(12). - С. 1659-1673. DOI: 10.15372/GiG2023154

Статьи в печати

1. Belozerova O.Yu., Antipin V., Kushch L., Odgerel D. Investigation of rare-metal granites, pegmatites and metasomatites minerals of Mongolia by scanning electron microscopy and x-ray electron probe microanalysis methods // X-Ray Spectrometry. 2024 (в печати).

2. Макрыгина В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Толмачева Е.В., Дриль С.И. Магнезиальные метасоматиты Кутимского блока Чуйского поднятия и их возрастные соотношения с другими герцинскими образованиями в структурах юго-восточного обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2024 (в печати)

3. 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 (в печати).

4. Ефремов С.В., Горячев А.Н., 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 (в печати).

5. Дриль С.И., Ковач В.П., Котов А.Б., Wang K.-L., Ларин А.М., Iizuka Y., Lee H.-Y. Гранодиориты олекминского комплекса Восточного Забайкалья: U-Pb LA-ICP-MS геохронология по цирконам и возрастное положение комплекса // Геодинамика и тектонофизика. 2024. № 2. Т.15.

Доклады на научных мероприятиях

1. Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Палесский С.В., Щербаков Ю.Д., Жгилев А.П. Индикаторная роль элементов платиновой группы в установлении источников щелочно-базальтовых магм кайнозойских вулканических ареалов Южного Прибайкалья и Северной Монголии // Материалы VI Международной научной конференции «Геодинамика и минерагения Северной Евразии», посвященной 50-летию Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН (Улан-Удэ, 13–17 марта 2023 г.). С. 409-411.

2. Скузоватов С.Ю., Ризванова Н.Г., Скублов С.Г., Шацкий В.С. О характере эксгумации субдуцированной континентальной литосферы Северо-Муйского блока (северо-восточное Забайкалье): U-Pb ID-TIMS возраст рутила из орогенных эклогитов // Материалы VI Международной научной конференции «Геодинамика и минерагения Северной Евразии», посвященной 50-летию Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН (Улан-Удэ, 13–17 марта 2023 г.). С. 476–479.

3. 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 // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 2023. Вып. 21. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. С. 100-102.

4. Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Плечов П.Ю., Волюнец А.О., Цыпукова С.С., Жгилев А.П. Калиевый щелочной магматизм Западной Камчатки – история и результаты исследований // Материалы VI Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток, 19-22 сентября 2023). С. 301-303.

5. Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Левицкий И.В. Петрохимия и минерогения осадочных пород в архее –палеопротерозое Сибирского и Фенноскандинавского кратонов, Памира, складчатых поясах их обрамления // Материалы X Международного совещания по литологии «Литогенез и минерогения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии» (Воронеж, ВГУ, 18–23 сентября 2023 г.). 2023. С. 216-220.

6. Левицкий В.И., Левицкий И.В. Самородные, интерметаллические, прочие минеральные виды, аморфные фазы в породах Бобруйского выступа Белорусского массива Восточно-Европейского кратона// Материалы школы «Геология морей и океанов». 2023. Т. IV. С. 211-216.

7. Левицкий В.И., Левицкий И.В., Белозерова О.Ю. Природное происхождение самородной и интерметаллической минерализации в породах Бобруйского выступа Восточно-Европейского кратона // Материалы Годичного собрания РМО «Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования» и Федоровской сессии 2023. СПб: Санкт – Петербургский горный университет. Отделение наук о Земле РАН. Российское минералогическое общество. 2023. С. 36-37.

8. Левицкий И.В., Левицкий В.И., Белозерова О.Ю. Самородный алюминий в импактных образованиях Бобруйского выступа Белорусского массива Восточно-Европейского кратона. Левицкий И.В., Левицкий В.И., Белозерова О.Ю. // Материалы Годичного собрания РМО «Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования» и Федоровской сессии 2023. СПб. Санкт – Петербургский горный

университет. Отделение наук о Земле РАН. Российское минералогическое общество. 2023. С. 38-39.

9. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Глушкова В.Е. Процессы формирования пирометаморфических комплексов Монголии // Материалы VI Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток, 19-22 сентября 2023). С. 304–308.

10. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Глушкова В.Е. Минерально-фазовые составы, процессы образования кристобалитового клинкера и железистых паралав в пирометаморфическом комплексе Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия // // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 2023. Вып. 21. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. С. 211-212.

11. Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Эволюция состава клинопироксена и мелилита в мелилит-нефелиновых паралавах пирометаморфических комплексов Монголии // Материалы конференции молодых ученых «Современные проблемы геохимии». 2023. (Иркутск, 11-16 сентября 2023 г.). С. 36-38.