

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

УДК 550.4+552.3+552.4
Рег. № 121102500039-6

УТВЕРЖДАЮ

Директор ИГХ СО РАН

доктор геолого-минералогических наук

А.Б. Перепелов

« 24 » 01 2023 г.



ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

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

(промежуточный)

Шифр проекта № 0284-2021-0007

Направление и разделы фундаментальных и поисковых научных исследований:

1.5.4. Геохимия и космохимия

1.5.4.1. Изучение химического состава Земли и ее оболочек

1.5.4.2. Изотопная геохимия и геохронология

Протокол Ученого совета ИГХ СО РАН № 2 от 24 января 2023 г.

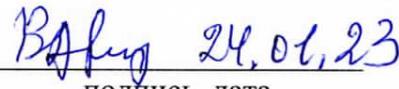
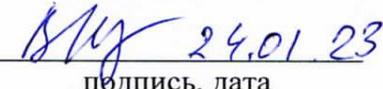
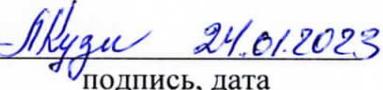
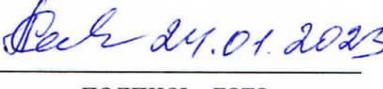
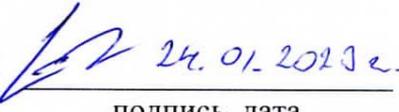
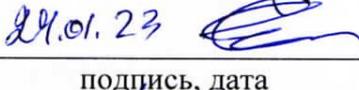
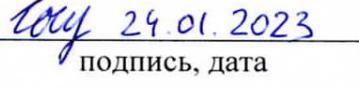
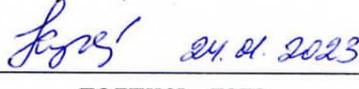
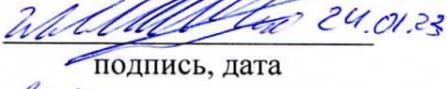
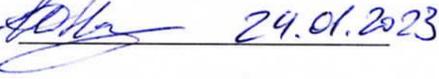
Руководитель проекта, главный научный сотрудник,
доктор геолого-минералогических наук

А.Б. Перепелов

24.01.2023

Иркутск 2022

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

<p>Руководитель проекта, доктор геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>А.Б. Перепелов (введение, заключение)</p>
Ответственные исполнители:		
<p>Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук</p>	 24.01.23 подпись, дата	<p>В.С. Антипин, (раздел 1)</p>
<p>Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук</p>	 24.01.23 подпись, дата	<p>В.А. Макрыгина (разделы 1)</p>
<p>Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук</p>	 24.01.23 подпись, дата	<p>В.И. Левицкий (раздел 2)</p>
<p>Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>Л.Г. Кузнецова (раздел 3)</p>
<p>Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>С.И. Дриль (раздел 4)</p>
<p>Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>Е.А. Савина (раздел 5)</p>
<p>Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>С.Ю. Скузоватов (раздел 6)</p>
<p>Старший научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук</p>	 24.01.23 подпись, дата	<p>С.В. Ефремов (раздел 7)</p>
<p>Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>А.Б. Перепелов (раздел 8)</p>
<p>Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>Ю.Д. Щербаков (разделы 8, 9)</p>
Исполнители:		
<p>Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>Л.В. Куш (раздел 1)</p>
<p>Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>Н.В. Шептякова (раздел 1)</p>
<p>Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук</p>	 24.01.23 подпись, дата	<p>И.В. Левицкий (раздел 2)</p>
<p>Младший научный сотрудник,</p>	 24.01.2023 подпись, дата	<p>Ю.В. Носкова</p>

геолого-минералогических наук

подпись, дата

(раздел 4)

Младший научный сотрудник

 24.01.2023
подпись, дата

А.С. Дмитриева

(раздел 5)

Главный научный сотрудник,
академик РАН

подпись, дата

В.С. Шацкий

(раздел 6)

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук

 24.01.2023
подпись, дата

С.С. Цыпукова

(раздел 8)

Младший научный сотрудник

 24.01.2023
подпись, дата

А.П. Жйлев

(раздел 8)

Нормоконтролер

 24.01.2023
подпись, дата

Т.Ю. Гармышева

РЕФЕРАТ

Стр. 98, рис. 40, табл. 2, лит. 118, прилож. 1.

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

В соответствии с темой проекта в 2022 году проведены исследования процессов магмообразования, эволюции магм, показаны предполагаемые источники магматического и рудного вещества в связи с общими процессами эволюции континентальной литосферы и рециклинга вещества в складчатом обрамлении Сибирского кратона.

Установлено, что на периферии разновозрастных мезозойских магматических ареалов в Монголии оруденение ассоциирует с массивами и малыми интрузиями редкометалльных Li-F гранитов. Проведено петролого-геохимическое изучение турмалин-содержащих пород в шарыжалгайском гранулитовом комплексе Прибайкалья. Изучен состав магматических пород Центрально-Сангиленского пегматитового пояса (ЦСП), предшествовавших формированию богатых Li, Nb, Ta, Be гранитных и гранитно-пегматитовых систем. Исследованы гранитоиды олекминского комплекса Восточного Забайкалья. Установлен их позднепалеозойский возраст и показано, что они образовались в субдукционной геодинамической обстановке. Получены результаты минералого-геохимических и изотопных исследований амфиболитов из комплекса Алаг-Хадны юго-западной Монголии. Продолжено изучение минералогических особенностей и условий образования пирогенных пород пирометаморфических комплексов Центральной и Восточной Монголии (Нилгинского и Хамарин-Хурал-Хид), изучены составы второстепенных и акцессорных минералов пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Оценено влияние высокоградиентного метаморфизма на изменение геохимических характеристик пород ТТГ ассоциации Гарганской глыбы в Восточном Саяне. Изучено распределение в кайнозойских базальтах Южного Прибайкалья и Северной Монголии элементов платиновой группы. Проведены минералогические исследования пород трахибахзалыт-трахит-пантеллеритовой серии Цагаанульского дайкового пояса Северной Монголии, установлен их перм-триасовый возраст.

Государственное задание по проекту в 2022 году выполнено в полном объеме. В 2022 году по теме проекта опубликовано 12 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 5 статей WOS квартилей Q1 и Q2, представлено 17 докладов на всероссийских научных конференциях в очном и онлайн форматах. Представлено в печать с опубликованием в 2023 году 8 статей.

СОДЕРЖАНИЕ

ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ.....	8
ВВЕДЕНИЕ.....	9
ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА	
Раздел 1 Исследование редкометалльного гранитного магматизма Центральной и Восточной Монголии, установление геодинамических условий его развития, условий петрогенезиса и критериев рудопродуктивности.....	11
Раздел 2 Проведение геохронологических исследований плагиосланцев и аллохтонных ультраметаморфических гранитов в шарыжалгайском комплексе, эндербитов, турмалинсодержащих гнейсов и турмалиновых гранитов в Китойском блоке, палеопротерозойских гранитоидов натриевого ряда в ваханском комплексе ультраметаморфических гранитов.....	17
2.1 Исследование турмалинсодержащих гнейсов и турмалиновых гранитов в Китойском блоке	17
2.2 Минерализация Бобруйского погребенного выступа	29
Раздел 3 Проведение геологического и минералого-петрографического изучения магматических пород, предшествовавших формированию богатых Li, Nb, Ta, Ве гранитных и гранитно-пегматитовых систем, образовавшихся в ЦАСП в ходе импульсов позднепалеозойского внутриплитного магматизма (на примере редкометальных месторождений Центрального Сангилен), получение изотопно-геохимических и геохронологических данных для этих систем.....	32
Раздел 4 Определение изотопно-геохимических характеристик и возрастного положения субдукционных гранитоидов Монголо-Охотской сутурной зоны (Забайкалье). Выявление роли процессов рециклинга литосферного вещества в формировании специализированных источников магм в субдукционных и внутриплитных палеогеодинамических обстановках Центрально-Азиатского орогенного пояса.....	36
4.1 Определение изотопно-геохимических характеристик и возрастного положения субдукционных гранитоидов Монголо-Охотской сутурной зоны (Забайкалье)	37
4.2 Выявление роли процессов рециклинга литосферного вещества в формировании специализированных источников магм в субдукционных и внутриплитных палеогеодинамических обстановках Центрально-Азиатского орогенного пояса	40

Раздел 5 Проведение сравнительного анализа условий образования уникальных нефелин-мелилитовых паралав, изучение новых и редких минералов, реликтов несмесимых силикатных, сульфидного (Fe-S), фторидно-кальциевого (F-Ca) расплавов и силикатно-железистых флюидных сред на примере пирометаморфических комплексов Центральной и Восточной Монголии (Нилгинском, Хамарин-Хурал-Хид).....	44
Раздел 6 Исследование поведения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем при субдукционном и коллизионном метаморфизме различных ступеней.....	52
Раздел 7 Выявление роли процессов рециклинга литосферного вещества в формировании специализированных источников магм в субдукционных и внутриплитных палеогеодинамических обстановках.....	64
Раздел 8 Выявление роли корового (базитового, метаосадочного) субстрата в формировании внутриплитного магматизма в связи с процессами высокобарического преобразования субдуцированной литосферы и метасоматоза литосферной мантии карбонатизированными расплавами на примере позднекайнозойского вулканизма Прибайкалья и Монголии.....	71
Раздел 9 Проведение минералогических и изотопно-геохимических исследований бимодальной базальт-трахит-пантеллеритовой серии пород Цагануульского дайкового пояса в Северной Монголии.....	78
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	81
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	83
ПРИЛОЖЕНИЕ А. СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОЕКТА.....	94

ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

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

DM – деплетированная мантия

EMI, EMII – типы обогащенной мантии

HFSE – высоkozарядные элементы

IAB – базальты островных дуг

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

LOI – потери при прокаливании

Mg# - коэффициент магнезиальности

MORB – базальты океанических хребтов

MZ1 – ранний мезозой

MZ2 – поздний мезозой

OIB – базальты океанических островов

ORG – граниты океанических хребтов

P – давление

Post-COLG – постколлизийные граниты

REE, LREE, HREE – редкоземельные элементы

Syn-COLG – синколлизийные граниты

T - температура

TDM2 – модельный изотопный возраст

TTG – трондэмит-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» является определение роли геодинамических, метаморфических и магомгенерирующих 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 по проекту направлены на получение новейших данных о причинах, процессах и масштабах формирования изотопно-геохимически неоднородной континентальной литосферы в Центрально-Азиатском орогенном поясе и перикратонных структурах. Эти процессы, в том числе процессы субдукции, коллизии и аккреции, высокоградного и низкобарического метаморфизма, внутриплитной активизации приводят к формированию специализированных источников вещества, которые при реализации внутрикорового плавления или магомгенеза в условиях мантийно-корового взаимодействия определяют образование рудоносных и безрудных гранитоидных, щелочных калийных и щелочно-базальтовых магм.

В 2022 году проводились и выполнены исследования в соответствии со следующими поставленными в проекте задачами:

- определение изотопно-геохимических характеристик и возрастного положения субдукционных гранитоидов Монголо-Охотской сутурной зоны (Забайкалье);
- выявление роли процессов рециклинга литосферного вещества в формировании специализированных источников магм в субдукционных и внутриплитных палеогеодинамических обстановках Центрально-Азиатского орогенного пояса;
- исследование поведения Rb-Sr, Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем при субдукционном и коллизионном метаморфизме различных ступеней;
- выявление роли корового (базитового, метаосадочного) субстрата в формировании внутриплитного магматизма в связи с процессами высокобарического преобразования субдуцированной литосферы и метасоматоза литосферной мантии карбонатизированными расплавами на примере позднекайнозойского вулканизма Прибайкалья и Монголии;

- исследование редкометалльного гранитного магматизма Центральной и Восточной Монголии, установление геодинамических условий его развития, условий петрогенезиса и критериев рудопродуктивности;

- проведение геологического и минералого-петрографического изучения магматических пород, предшествовавших формированию богатых Li, Nb, Ta, Be гранитных и гранитно-пегматитовых систем, образовавшихся в ЦАСП в ходе импульсов позднепалеозойского внутриплитного магматизма (на примере редкометалльных месторождений Центрального Сангилена), получение изотопно-геохимических и геохронологических данных для этих систем;

- проведение исследований плагиосланцев и аллохтонных ультраметаморфических гранитов в шарьжалгайском комплексе, эндербитов, турмалинсодержащих гнейсов и турмалиновых гранитов в Китойском блоке;

- проведение сравнительного анализа условий образования уникальных нефелин-мелилитовых паралав, изучение новых и редких минералов, реликтов несмесимых силикатных, сульфидного (Fe-S), фторидно-кальциевого (F-Ca) расплавов и силикатно-железистых флюидных сред на примере пирометаморфических комплексов Центральной и Восточной Монголии (Нилгинском, Хамарин-Хурал-Хид).

В исследованиях участвовали научные коллективы лаборатории геохимии изотопов и лаборатории геохимии гранитоидного магматизма и метаморфизма Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. В их составе: 1 академик РАН, 5 докторов наук, 9 кандидатов наук, 2 молодых научных сотрудников без степени, 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 2022 году исследований, раскрывающих методы исследований, объем полученных данных и главные выводы.

Государственное задание по проекту в 2022 году выполнено в полном объеме. В 2022 году по теме проекта опубликовано 12 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 5 статей квинтиля WOS Q1 и Q2,, представлено 17 докладов на всероссийских научных конференциях в очном и онлайн форматах.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА

Раздел 1 Исследование редкометалльного гранитного магматизма Центральной и Восточной Монголии, установление геодинамических условий его развития, условий петрогенезиса и критериев рудопродуктивности

В Центрально-Азиатском складчатом поясе (Центральная и Восточная Монголия) исследовались известково-щелочные и редкометалльные Li-F гранитоиды, которые формировались в продолжение ряда эпох эволюции магматизма (230 -126 Ma) в пределах раннемезозойского и позднемезозойского ареалов развития массивов и интрузий в различных геотектонических условиях. При сопоставлении крупных плутонов гранитоидов известково-щелочного ряда: Бага-Хэнтэйского (MZ1), Хошутулинского (MZ1) и Их-Наротин-Хидского (MZ2) в пределах разновозрастных ареалов и анализа их петрогеохимических различий важно учесть геодинамические механизмы, приведшие к их образованию. Раннемезозойский Бага-Хэнтэйский плутон в центре MZ1 ареала, образование которого связывается с воздействием Монгольского плюма на нижние горизонты континентальной коры в зоне коллизионного сжатия, возникшей при закрытии Монголо-Охотского океана, характеризуется значением K_2O/Na_2O , приближенным к 1. Гранитоиды Хошутулинского и Их-Наротин-Хидского массивов в периферийных зонах ранне- и позднемезозойских ареалов магматизма, где они формировались под воздействием процессов плавления верхней континентальной коры, фиксируют отчетливо выраженную калиевую специфику. По данным изотопно-геохимических исследований [1, 2] в образовании Бага-Хэнтэйского плутона и его обрамления (Хошутулинский массив) участвовали мантийные и коровые источники расплавов.

Их-Наротин-Хидский массив (122–136 Ma) образовался в геологической обстановке в пределах зоны рифтогенеза. Исследуемый массив представляет собой протяженную пластовую залежь и является наиболее крупным на периферии позднемезозойского ареала внутриплитного магматизма в пределах Восточной Монголии, тяготея к границе рифтовой области. Петрогеохимическая близость пород массива Их-Наротин-Хид к составу вмещающих гнейсов даёт основание относить последние, как 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, благоприятствовавшей их значительной дифференциации с проявлением пегматоидных шпиров и постмагматических образований с ассоциирующей редкометалльной минерализацией (W, Sn, Be, флюорит).

Редкометалльные Li-F граниты, впервые выделенные в Монголии, широкое развитие получили в внутриплитной геодинамической обстановке Центральной Азии, где по минералого-геохимическим характеристикам они отличаются от известково-щелочных гранитоидов, с которыми не образуют общих трендов эволюции. При сравнении с более калиевыми ($K_2O \geq Na_2O$) гранитоидами известково-щелочного ряда редкометалльные Li-F граниты и их субвулканические аналоги онгониты Монголии являются породами, обогащенными натрием ($Na_2O \geq K_2O$), что связано с эволюцией таких редкометалльных магм и обогащением поздних породы нормативным альбитом и обеднением ортоклазом. Однако часто отмечается сравнительно высокое отношение $K_2O/Na_2O (>1)$ в пегматоидных гранитах Li-F типа, что исследовалось на примере Абдарского, Бага-Газрынского и Барун-Цогтинских массивов, где значительную их часть занимают крупнозернистые пегматоидные граниты с амазонитом.

В отличие от палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда крупных плутонов (Бага-Хэнтэйский и др.) в редкометалльных Li-F гранитах Центральной Азии определен более высокий, значительно превышающий кларковый, уровень содержаний F, Li, Rb, Sn, W, Ta, Nb, что особенно характерно для амазонит-альбитовых и пегматоидных гранитов с литиевыми слюдами поздних фаз интрузий (в соответствии с рисунком 1). Им свойственно снижение величин индикаторных K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf и La/Yb отношений и характерным является закономерный рост концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, при процессах эволюции магм редкометалльного типа, что фиксируется в многофазных разновозрастных дифференцированных массивах и интрузиях Li-F гранитов Монголии.

Установлено, что концентрирование литофильных элементов в центральной части MZ1 ареала (Хэнтэйская интрузия) проявлено в незначительной степени, но они в большей мере обогащены высокочарядными элементами, что указывает на возможный глубинный источник накопления этих элементов.

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

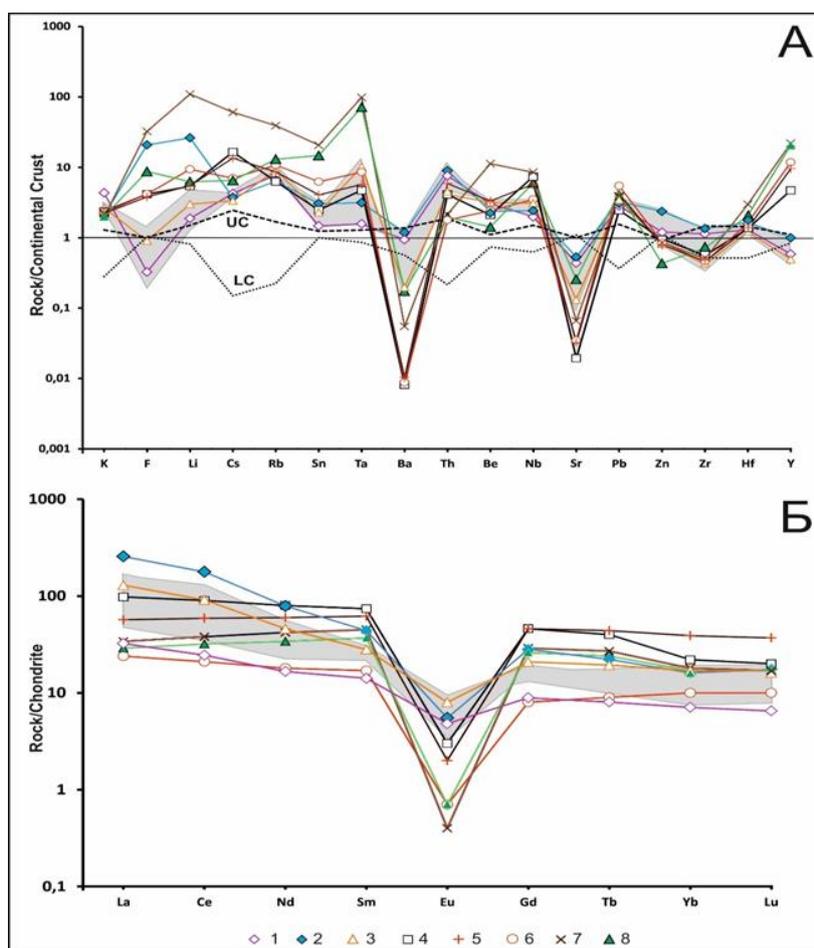


Рисунок 1 – Распределение редких и редкоземельных элементов в позднемезозойских гранитоидах Монголии (Их-Наротин-Хид, Барун-Цогт, онгониты Онгон-Хайрхан)

Поле на диаграмме: 1, 2 и 3-я фазы известково-щелочных гранитоидов плутона Их-Наротин-Хид. Точки составов гранитоидов плутона Их-Наротин-Хид: 1 – пегматит, 2 – грейзен, 3 – вмещающий гнейс. Точки составов гранитоидов Барун-Цогт интрузии Li-F гранитов: 4 – биотитовый гранит, 5 – лейкогранит, 6 – амазонит-альбитовый пегматоидный гранит). Онгониты Монголии: 7 – Дайка Амазонитовая, 8 – Дайка Штокверковая

При анализе геодинамических диаграмм Пирса [3] практически все фигуративные точки составов Li-F гранитов расположены в поле внутриплитных пород, независимо от их возраста и геологического положения. В то же время составы коллизионных гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона в центре раннемезозойского ареала занимают поля диаграммы syn-COLG и VAG+syn-COLG. Это может свидетельствовать о достаточно значительной роли коллизионных процессов при гранитообразовании в раннемезозойскую эпоху до начала проявления внутриплитного гранитоидного магматизма, когда активно формировались многофазные массивы и малые интрузии редкометалльных гранитов Монголии.

Проведенный сравнительный анализ гранитоидов различных геохимических типов подтверждает значимую перспективность рифтового обрамления крупных гранитоидных plutонов в пределах зональных ареалов в отношении генетической связи редкометалльного (Sn, W) оруденения и магматизма (в соответствии с рисунком 2). Максимальное обогащение этими элементами зафиксировано в зональных телах цвиттеров Бага-Газрынского массива, где наиболее высокие содержания Sn установлены в грейзенизированных гранитах, а также в зонах, обогащенных слюдой и топазом. Центральные кварцевые зоны жильных цвиттеров при завершении процесса грейзенизации, значительно обогащены W, а в отдельных пробах с вольфрамитом зафиксированы максимальные концентрации рудного элемента (до 27000 г/т). На основании проведенных минералого-геохимических исследований гранитоидов, их пегматоидных разновидностей и связанных с ними метасоматических пород редкометалльных интрузий можно констатировать различную рудную продуктивность магматического этапа формирования гранитов, а также метасоматитов, различающихся минеральными ассоциациями (грейзены, зональные цвиттеры и микроклиниты).

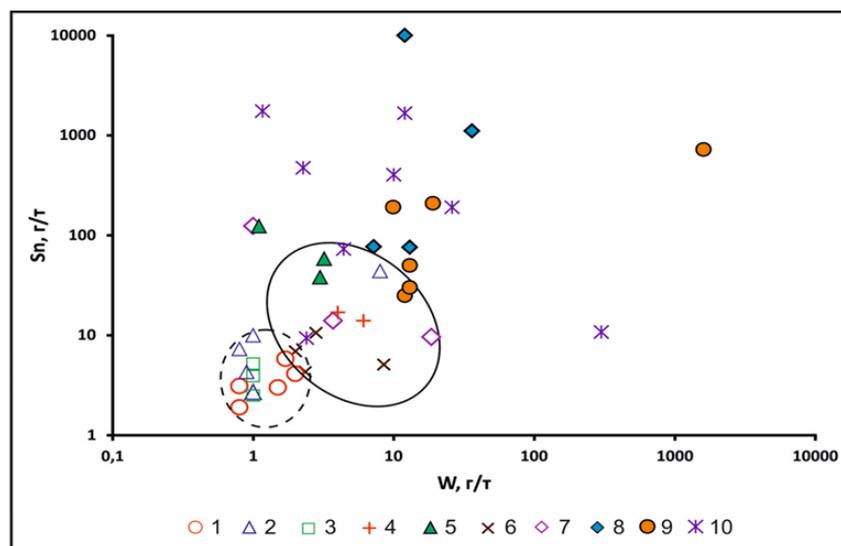


Рисунок 2 – Распределение W и Sn в известково-щелочных гранитоидах Монголии

1 – Бага-Хэнтэй, 2– Хошутула, 3 – Их-Наротин-Хид. Редкометалльные Li-F граниты и онгониты: 4 – граниты Бага-Газрына, 5 – граниты Абдара и онгониты Цох-Ула, 6 – граниты Барун-Цогт, 7 – пегматоидные граниты с амазонитом. Метасоматиты в редкометалльных Li-F гранитах: 8 – грейзенизированные граниты и цвиттеры Бага-Газрына. 9 – центральные зоны цвиттеров, 10 – микроклиниты. На рисунке выделено: поле известково-щелочных гранитоидов (пунктирная линия) и редкометалльных Li-F гранитов и онгонитов (сплошная линия)

На рисунке 2 показано, что гранитоиды известково-щелочного ряда Бага-Хэнтэйского, Хошутулинского и Их-Наротин-Хидского plutонов образуют компактное поле составов с

наиболее низкими содержаниями рудных элементов, которые близки к уровню их средних концентраций в гранитах. Среди редкометалльных гранитов в незначительной степени обогащены Sn и W биотитовые граниты и лейкограниты массивов Барун-Цогт (MZ2) и Бага-Газрын (MZ1). Однако в наибольшей мере обогащены Sn и W, амазонит-альбитовые граниты, особенно их пегматоидные разновидности: Барун-Цогт - Sn (14 г/т), W (8.5 г/т) и Бага-Газрын - Sn (10 г/т), W (19 г/т). В породах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии (MZ1) так в пегматоидных амазонит-альбитовых гранитах Абдарского массива содержание Sn составляет 124 г/т, Содержание же W в этих породах Li-F типа находится на уровне средних кларковых значений в гранитах (1-3 г/т).

При формировании многофазных плутонов палингенных известково-щелочных гранитоидов, вероятно, связанными 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 редкометалльных Li-F гранитов Монголии. Представляется, что мантийные плюмы, ответственные за внутриплитную магматическую активность, способствовали прогреву континентальной коры и выплавлению из нее гранитоидных магм. При этом необходимо учитывать высокую степень дифференциации магм Li-F гранитов, сопоставимую только с редкометалльными пегматитами. Этот процесс мог играть важную роль при формировании потенциально рудоносных в отношении Sn, W, Li, Ta гранитов и их субвулканических аналогов онгонитов. Учитывая установленные широкие вариации редкоэлементного и изотопного состава редкометалльных гранитов, распространенных в пределах крупных ареалов, можно предполагать вещественное влияние мантийных источников плюмов на изотопно-геохимический состав редкометалльных гранитных магм [1, 4].

В 2022 году продолжалось изучение магнезиальных метасоматитов Кутимского блока Чуйской глыбы, сделано большое количество анализов главных и акцессорных минералов на электронном микроскопе СЭМ, которые подтвердили относительную близость составов кордиеритов и слюд в зонах метасоматоза с некоторым увеличением магнезиальности к внутренним зонам. Первые определения возраста этих образований, выполненные U-Pb методом (ID TIMS) по монациту в ИГГД РАН показали необычно молодой их возраст – $368,2 \pm 1,5$ Ма. Следовательно, с возрастом субщелочной гранитизации (1860 млн. лет) образование метасоматитов связывать нельзя.

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 2022 году продолжалось изучение магниезальных метасоматитов Кутимского блока Чуйской глыбы. Первые определения возраста этих образований, выполненные U-Pb методом (ID TIMS) по монациту в ИГГД РАН показали необычно молодой их возраст – $368,2 \pm 1,5$ Ма. Следовательно, с возрастом субщелочной гранитизации (1860 млн. лет) образование метасоматитов связывать нельзя.

Раздел 2 Проведение исследований плагиосланцев и аллохтонных ультраметаморфических гранитов в шарыжалгайском комплексе, эндрбитов, турмалиносодержащих гнейсов и турмалиновых гранитов в Китойском блоке

1 Исследование турмалиносодержащих гнейсов и турмалиновых гранитов в Китойском блоке

На этапе 2022 года было проведено петролого-геохимическое изучение турмалиносодержащих пород Китойского блока. Ассоциации с турмалином обнаружены на Олхинском плато, в участках относимых к жидойской серии шарыжалгайского гранулитового комплекса [5, 6, 7]. Турмалиносодержащие породы периодически встречаются в полосе от 85 км до 50 км автотрассы «Байкал» и в расположенных здесь карьерах карьерах (в соответствии с рисунком 3). Здесь установлено широкое распространение метаморфических, магматических, метасоматических пород с турмалином (в соответствии с рисунками 4, 5, 6). Он присутствует в мигматитах, гранитах, пегматитах, турмалинитах и прожилках турмалиновых пород. Их развитие на такой большой территории может отражать регионально проявленный единый механизм их формирования. В литературе разнообразие пород с турмалином в таком масштабе на большой площади не отмечалось.

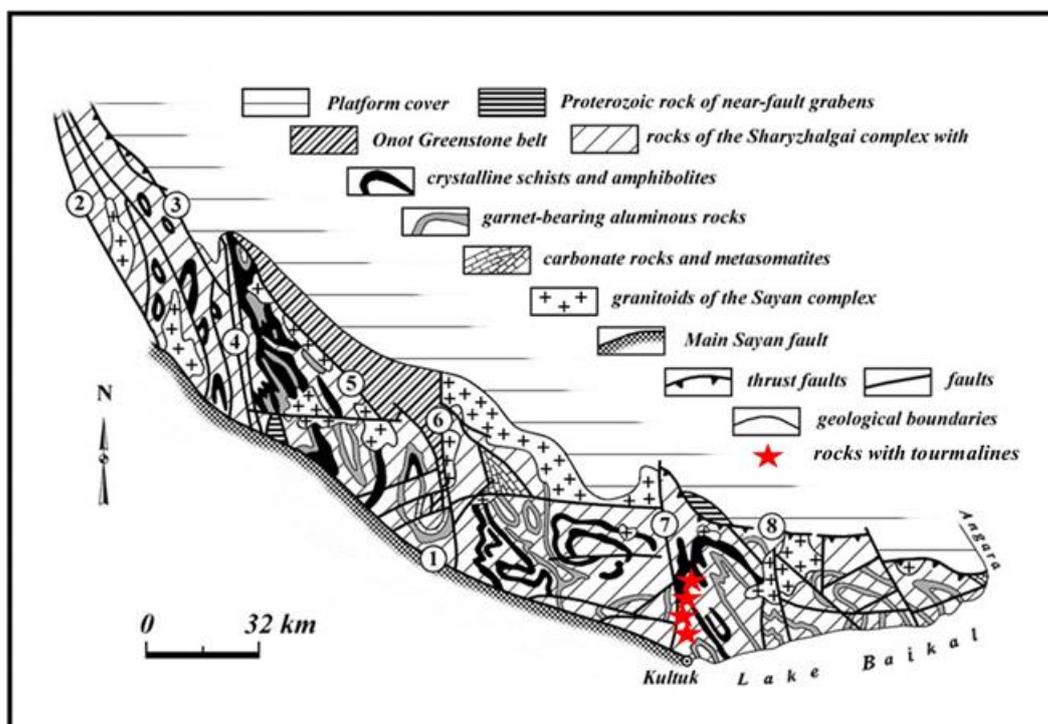


Рисунок 3 – Участки с турмалиновой минерализацией в шарыжалгайском комплексе Сибирского кратона [6]



Рисунок 4 – Послойное залегание амфибол-биотитовых гнейсов и амфибол-биотитовых сланцев, калишпатовых и тневых калишпатовых мигматитов с гранитами и гранит-пегматитами (а).
Взаимоотношения биотит-амфиболовых гнейсов с калишпатовыми и тневыми калишпатовыми мигматитами, гранитами и прожилками турмалиновых жил (б)



Рисунок 5 – Морфологические формы выделения турмалина в породах ультраметаморфического этапа.

В виде отдельных кристаллов в гранитах, гранит-пегматитах, пегматитах (а); узких каемок в контактах пегматитов, гранит-пегматитов, пегматитов с гнейсами (б); меланократовых обособлениях неправильной формы (в)



Рисунок 6 – Турмалинсодержащие породы постультраметаморфического этапа.

а – согласные с гнейсами тела; б – прожилков турмалиновых пород поперечно-секущий (снизу-вверх) гранит-пегматиты, мигматиты, мигматизированные гнейсы, турмалиниты, слабо мигматизированные гнейсы; в – звездчатые выделения турмалина

В строении шарыжалгайского комплекса участвуют породы последовательно образованные при проявлении преобразований метаморфического, ультраметаморфического

и постультраметаморфического этапов [7, 8]. Комплекс метаморфизован в условиях гранулитовой фации. Но в участках распространения минерализации с турмалином парагенезисы гранулитовой фации отсутствуют, как и обширные поля мигматитов и гранитоидов, ему присущие. Обычно в шарыжалгайском комплексе высока доля мигматитов и гранитов (75-80%) и незначительна сланцев и гнейсов (20-25%). В исследованных участках с турмалиновой минерализацией эти соотношения обратные. Здесь распространены многочисленные, разнообразной пластовой и округлой формы ксенолиты протолитов кристаллических гнейсов и сланцев с обилием кислых (риолитов) и ограниченным развитием основных пород. Они располагаются субсогласно с телами калишпатовых мигматитов и гранитоидов (в соответствии с рисунком 4а). В них же присутствует огромное количество разнообразной формы будин протолитов немигматизированных основных пород. В кристаллических сланцах и гнейсах не встречено характерных для шарыжалгайского комплекса переходов от гнейсов и сланцев к плагиоклазовым и калишпатовым мигматитам, но фиксируются появление лейкократового материала и многочисленных маломощных прожилков гранитоидов (в соответствии с рисунком 4б). В гнейсах же отсутствуют характерные для шарыжалгайского комплекса плагиомигматиты, но широко распространены калишпатовые и теневые калишпатовые мигматиты. Они развиты в виде тел неправильной, прожилковой и гнездовой формы с включениями апориолитовых биотит-амфиболовых гнейсов (в соответствии с рисунком 4б). Встречаются жилы гранитоидов и пегматитов мощностью до 2- 3 м и гнездовой формы (5-20 м), секущие калишпатовые мигматиты и будины сланцев в мигматитах.

В полях преобразований фиксируется появление турмалина в виде разноразмерной вкрапленности в калишпатовых мигматитах, гранитах, гранит-пегматитах, пегматитах. Четко проявлена обогащенность им или его полное отсутствие в породах с близкими структурно-текстурными характеристиками - гнейсах, калишпатовых мигматитах, гранитах, гранит-пегматитах. При петрографических исследованиях гнейсов и сланцев иногда, но не всегда, фиксируется присутствие в них турмалина.

Породы метаморфического этапа представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами. Последние распространены намного шире, чем сланцы. Сланцы и гнейсы встречаются в виде реликтов в калишпатовых мигматитах, автохтонных и аллохтонных гранитоидах, гранит-пегматитах и пегматитах. Биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы макроскопически не отличимы друг от друга и по составу отвечают базальтам (в соответствии с таблицей 1, выборки 1-3, и с рисунком 7). Для сланцев характерны существенные количества TiO_2 , щелочей, P_2O_5 , низкие содержания редких элементов, включая В (в соответствии с таблицей 1, выборки 1-3).

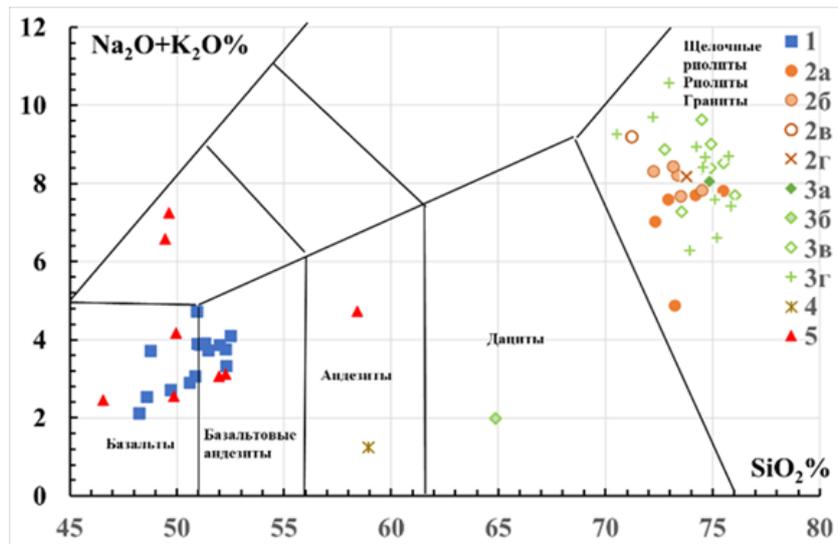


Рисунок 7 – Соотношение SiO₂ – (Na₂O+K₂O) (вес.%) в породах метаморфического, ультраметаморфического и постультраметаморфического этапов.

Условные обозначения: 1-2 – сланцы без турмалина: амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые; 2а -2г –без турмалина: амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы (2а), граниты (2б), гранит-пегматиты (2в), пегматиты (2г); 3а-3г - турмалиновые: амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы (3а); граниты (3б), гранит-пегматиты (3в), пегматиты (3г); 4 – турмалиниты; 5 – интенсивно измененные амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы постультраметаморфического этапа

Биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы также неотличимы между собой по структурно-текстурным параметрам. Гнейсы с акцессорным турмалином встречены в участках с турмалинсодержащими гранитами, гранит-пегматитами, пегматитами. Они отличаются от разновидностей ассоциирующих с бестурмалиновыми магматитами низкими, кроме В, содержаниями элементов (в соответствии с таблицей 1, выборки 4-5, 8) и располагаются в поле риолитов, гранитов и редко в поле дацитов (в соответствии с рисунком 7).

Породы ультраметаморфического этапа представлены калишпатовыми и теневыми калишпатовыми мигматитами, гранитами, гранит-пегматитами, пегматитами без акцессорного турмалина и с ним. В них встречаются как реликты сланцев и гнейсов, так и скопления их минералов – амфибола и биотита. Калишпатовые и теневые калишпатовые мигматиты, граниты (автохтонные) и исходные для них гнейсы отмечаются в виде послойных тел и обособлений неправильной формы в них с переходом к гнейсам. Теневые калишпатовые мигматиты участками образуют обособления, ассоциирующие с гранитами, гранит-пегматитами, пегматитами, иногда прожилки в гнейсах, калишпатовых мигматитах. Граниты имеют массивные структуры, средне-крупнозернистое сложение, пегматиты – крупнокристаллическое и гигантозернистое. Граниты, гранит-пегматиты, пегматиты слагают тела гнездовой формы размерами до 10*30 м, жильные тела - до 2-3 м мощности.

Таблица 1 – Средние составы метаморфических, магматических и метасоматических пород Китоийского блока

№ п/п	1(1)	2(6)	3(1)	4(2)	5(1)	6(5)	7(1)	8(2)	9(7)	10(3)	11(7)	12(1)
SiO₂	49.42	51.66	64.86	74.20	73.49	73.34	73.79	74.67	74.59	74.24	74.00	58.94
TiO₂	2.36	1.25	0.45	0.17	0.19	0.21	0.02	0.03	0.06	0.04	0.07	0.46
Al₂O₃	12.60	14.49	21.26	13.72	14.36	14.19	15.82	14.87	14.45	14.79	15.12	21.79
Fe₂O₃*	17.72	14.74	5.52	1.57	1.86	1.87	0.50	1.10	0.86	0.48	1.05	5.81
MnO	0.24	0.19	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.03	0.03
MgO	5.50	5.63	3.56	0.45	0.55	0.55	0.03	0.15	0.18	0.11	0.26	3.83
CaO	9.32	7.48	0.74	1.48	2.10	1.29	1.41	0.41	0.82	0.88	0.91	0.67
Na₂O	1.65	3.20	1.70	3.69	3.57	3.46	3.95	2.62	3.74	3.49	3.48	0.98
K₂O	0.87	0.70	0.29	4.02	3.26	4.64	4.23	5.60	4.75	5.45	4.58	0.26
P₂O₅	0.30	0.15	0.02	0.07	0.08	0.07	0.06	0.15	0.10	0.07	0.12	0.02
п.п.п.	0.27	0.47	1.41	0.46	0.41	0.33	0.14	0.36	0.31	0.34	0.33	1.59
Сумма	100.29	100.00	99.85	99.94	99.98	100.08	100.06	100.01	99.92	100.00	99.98	94.40
Li	32	43	6	31	32	31	4	1	8	4	5	4
Rb	19	15	14	96	97	117	80	125	121	117	114	12
Cs	1	1	1	3	3	3	1	1	2	1	1	1
Ba	160	200	27	305	360	736	520	35	304	607	265	100
Sr	89	204	38	199	214	172	186	16	106	174	105	70
B	19	13	380	38	23	12	17	400	488	214	397	31000
Be	1.6	1.5	1.6	2.3	3.9	1.4	2.5	18.9	4.3	1.8	6.5	2.8
F	620	550	320	210	198	209	25	78	130	80	89	570
Mo	1.9	0.7	0.2	1.1	1.7	1.7	0.4	0.9	2.7	1.8	0.5	1.9
Sn	3.5	2.0	5.5	2.3	2.1	3.3	1.1	2.9	3.3	1.7	3.2	8.6
La	17	20	13	25	20	38	5	2	8	5	5	12
Ce	39	46	45	48	39	72	5	4	15	7	13	30
Nd	26	20	9	18	14	28	2	2	5	3	2	8
Yb	5.0	2.5	1.8	1.3	1.0	1.5	0.6	1.1	1.0	1.1	1.6	1.3
Y	49	21	14	10	8	12	5	5	8	7	14	11
Zr	232	134	177	188	161	223	40	61	100	82	75	118
Zn	162	160	94	41	35	40	5	11	20	10	16	110
Pb	5	13	8	51	37	50	44	41	51	50	49	9
Cu	84	170	5	11	8	24	6	6	17	10	8	8
Cr	104	82	21	12	16	12	5	3	19	58	4	45
V	336	245	74	20	23	21	5	2	6	6	7	120
Ni	57	145	37	6	7	7	4	3	10	5	4	44
Co	52.5	57.0	16	3.1	4.0	3.7	1.6	1.3	1.4	1.2	2.1	21.0
Sc	51.0	32.0	13	3.5	4.2	4.0	1.5	1.5	3.4	2.3	3.6	11.0
Tl	0.2	0.2	0.7	0.6	0.7	0.7	0.9	1.2	0.9	0.8	1.0	1.9

Примечание к таблице. Петрогенные оксиды в вес.%, редкие элементы в ppm. Средние составы пород: 1- биотит-амфиболовый плагиосланец; 2 - амфибол-биотитовый плагиосланец с сульфидами; 3 -биотит-амфиболовый с турмалином гнейс; 4-5 -амфибол – биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 6 -7 - гранит-пегматиты и пегматиты без турмалина; 8- амфибол-биотитовые гнейсы с турмалином; 9-10 - граниты и гранит пегматиты с турмалином; 11- пегматиты с турмалином; 12- турмалинит. Из них: 1-5, 8 – сланцы и гнейсы метаморфического этапа; 6, 7, 9-12 – магматические породы ультраметаморфического и турмалиниты постультраметаморфического этапов; 1, 2, 4-7, 12 –

породы без турмалина; 3, 8-11 – породы с турмалином. В скобках указано количество проб для подсчета среднего. $Fe_2O_3^*$ - все Fe в виде Fe_2O_3 .

Турмалин в мигматитах, гранитах, гранит-пегматитах, как и в других породах появляется спорадически. В гранитах присутствует в виде кристаллов размером 1-3 см (в соответствии с рисунком 5а). Отмечен в краевых их частях тел вблизи кристаллических сланцев в виде маломощных тел (0,2 -1 см) и узких каемок (в соответствии с рисунком 5б). Турмалин встречен в виде обособлений неправильной, прожилковой линзовидной формы-реститах, роговой обманкой, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом с акцессорными апатитом, пиритом и турмалином (в соответствии с рисунком 5в). Эти меланократовые породы в зонах ультраметаморфизма исследователями относились к реститам [9], базификатам [7, 10-13], основному фронту [14].

На ультраметаморфическом этапе проявлено влияние состава замещаемых гнейсов на состав турмалиносодержащих пород – мигматитов, гранитов, гранит-пегматитов, пегматитов, метасоматитов. Они всегда ассоциируют с амфибол-биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с акцессорным турмалином. За счет них и образуются турмалиносодержащие калишпатовые и теневые калишпатовые мигматиты – граниты – пегматиты. В этих же участках, при крайне незначительных концентрациях бора в гнейсах образуются те же породы в рядах преобразований, но уже без турмалина (в соответствии с таблицей 1, выборки 6-7; 9-11).

Породы постультраметаморфического этапа представлены турмалинитами и турмалиновыми прожилками. Турмалиниты пользуются довольно широким распространением. Это меланократовые породы содержащие 60-80% турмалина, 20-40% полевых шпатов и кварца. Они залегают в виде жильных согласных (в соответствии с рисунком 6а) и гнездовых, секущих тел и линз, мощностью до 20 см, как в метаморфических породах, так и в гранитах, пегматитах, гранит-пегматитах. Турмалиниты относительно субстрата гнейсов – обеднены SiO_2 , CaO, железом, щелочами, Ba, Rb, Sr, обогащены Al_2O_3 , B, Sn (в соответствии с таблицей 1, выборка 12). Самыми поздними являются маломощные прожилки турмалина мощностью до 2-3 мм во всех типах магматических и метаморфических пород (в соответствии с рисунком 6б) секущие поперек напластования гранит-пегматиты, мигматиты, гнейсы, турмалиниты. Среди них встречаются жилки с многочисленными звездчатыми выделениями турмалина в зонах трещиноватости (в соответствии с рисунком 6в). Их диаметр составляет 1 - 7 см.

Данные, полученные при изучении турмалиновой минерализации в шарыжалгайском комплексе указывают на присутствие во всех участках одного круга метаморфических

(амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы), ультраметаморфических (мигматиты, граниты, пегматиты) и постмагматических пород. Образование ультраметаморфических пород происходило только за счет гнейсов, а основные породы не подвергались изменениям и турмалин в них не обнаружен.

На вариационных диаграммах отображены составы исходных метаморфических пород и новообразованных ультраметаморфических – гранитов, пегматитов, гранит-пегматитов без турмалина и с турмалином (в соответствии с рисунками 8, 9, 10). В целом, для петрогенных элементов в метаморфических породах всегда фиксируется симбатный характер линий на графиках (в соответствии с рисунком 8). Это отражает близость составов гнейсов изученных протолитов. Различия фиксируются в концентрациях в основном редких элементов, прежде всего минералообразующего В, а также Li, Ba, Sr, РЗЭ, Zr, Zn, Cr, Co. Это определяет влияние концентраций бора в гнейсах на образование турмалинсодержащих пород (в соответствии с рисунком 8).

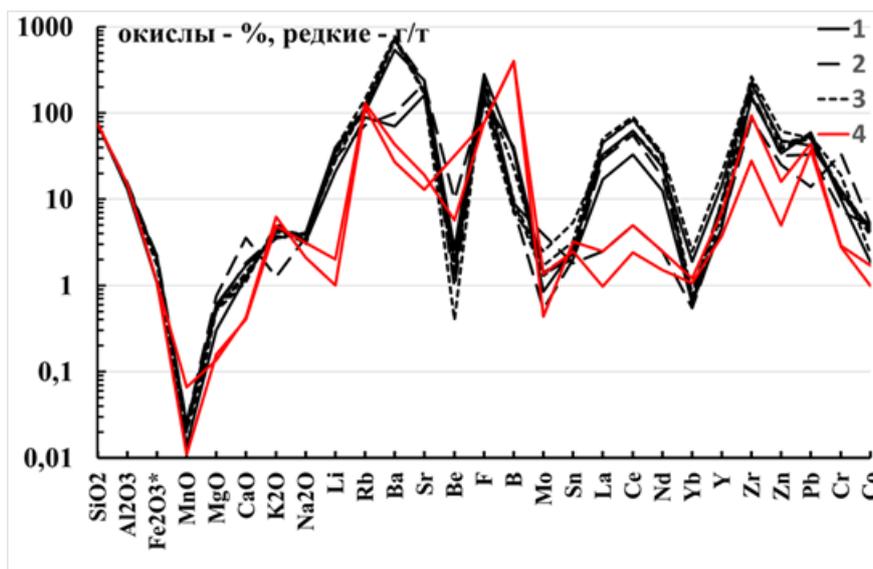


Рисунок 8 – Вариационная диаграмма содержаний петрогенных (вес.%) и редких элементов (ppm) в выборках биотит-амфиболовых гнейсов в участках распространения пород без турмалина (1-3) и с турмалином (4)

На вариационных диаграммах распределения петрогенных и редких элементов в биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах, развитых по ним мигматитах, гранитах, пегматитах и гранит-пегматитах фиксируется симбатный характер линий отражающий их формирование по одному протолиту обогащенному бором (в соответствии с рисунком 9). Различия в их концентрациях, отраженных в максимальных и минимальных значениях для ультраметаморфических пород обусловлены механизмом их образования. Так пегматиты и гранит-пегматиты образующиеся на завершающих этапах кристаллизации имеют

наименьшие концентрации большинства редких элементов (в соответствии с рисунком 9). Судя по графику поведение петрогенных и редких элементов в турмалинитах отлично от распределения в гнейсах, мигматитах, гранитах, пегматитах и гранит-пегматитах (в соответствии с рисунком 9). Различия обусловлены разным (магматическим и метасоматическим) механизмами формирования и, вероятно, составами протолитов. Соотношение петрогенных компонентов в исходных биотит-амфиболовых гнейсах и новообразованных мигматитах, гранитах, пегматитах, гранит-пегматитах практически идентичны, но редких элементов – существенно различаются. Это отражает наследование геохимических характеристик их протолитов.

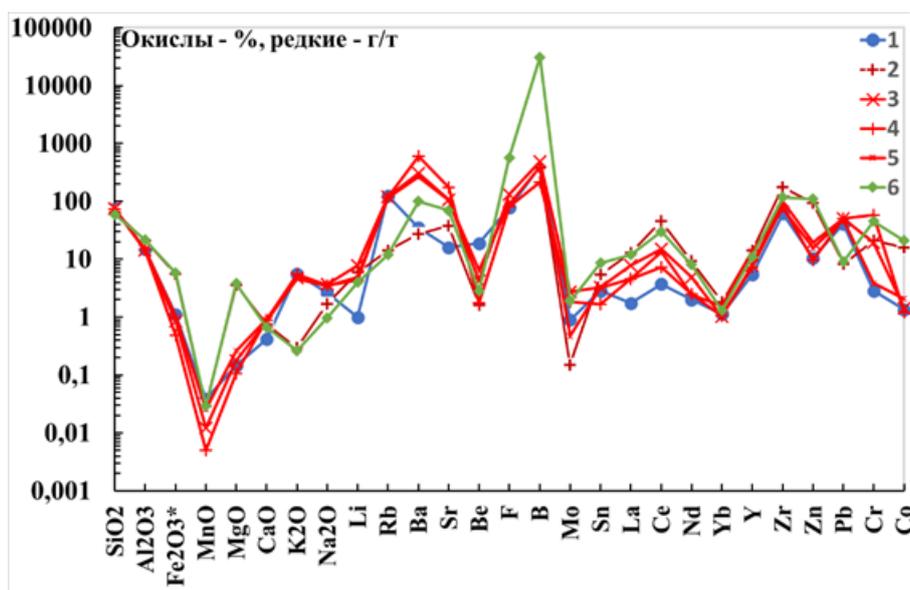


Рисунок 9 – Вариационная диаграмма содержаний петрогенных и редких элементов в выборках пород в участках с турмалиновой минерализацией.

Условные обозначения: 1 - биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 2— мигматиты; 3 –граниты; 4 – пегматиты; 5 – гранит-пегматиты; 6 – турмалинит

Судя по симбатности линий на графиках (в соответствии с рисунком 10) исходные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и новообразованные граниты близки по своим петрогеохимическим характеристикам. Их протолиты были обеднены В, поэтому в последних в развитых по ним гранитах и пегматитах турмалин отсутствует.

Полученные геологические, петрографические, геохимические данные указывают на образование турмалина вместе с полевыми шпатами и кварцем при анатексисе [15] обогащенных бором амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Обеднённость или обогащённость протолитов гнейсов бором предопределяет появление гранитов и пегматитов без турмалина и с ним. Установлено, что теньевые калишпатовые мигматиты,

граниты, гранит-пегматиты, пегматиты с турмалином приурочены к участкам распространения гнейсов с содержаниями В выше 300 г/т. Это указывает на возможность формирования новообразованных пород (с турмалином и без) за счет анатексиса (плавления) гнейсов [15]. При образовании мигматитов, гранитов, пегматитов по такому механизму полностью наследуются петрохимические характеристики апориолитовых гнейсов, включая повышенные уровни содержаний В, других элементов (в соответствии с рисунками 7, 8).

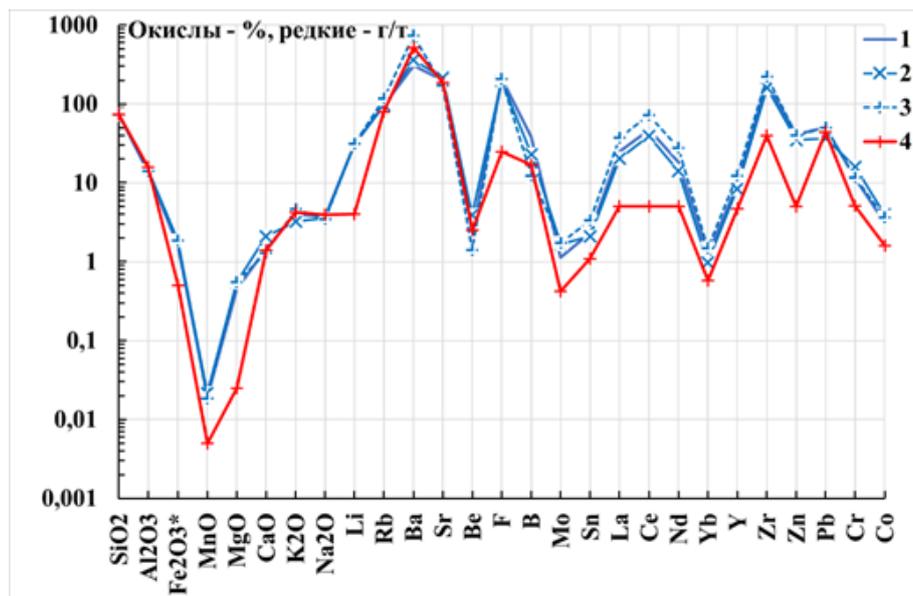


Рисунок 10 – Вариационная диаграмма содержаний элементов в выборках пород в участках минерализации без турмалина.

Условные обозначения: 1 – не мигматизированные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 2 – мигматизированные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 3 – интенсивно мигматизированные гнейсы; 4 – граниты и пегматиты

Метаморфические породы, представленные биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми плагиосланцами и плагиогнейсами метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Протолитами сланцев являются базальты, а гнейсов - риолиты (в соответствии с рисунком 4), в меньшей степени дациты (латиты). Биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы при проведении реконструкций методом А.Н. Неелова [16] близки. По параметрам ($S=0.72-0.82$) большинство из них относятся к ультракислым, умеренно -щелочным ($n=0.9-0.11$), натрий-калиевым ($k=0.36-0.66$) разностям, реконструируемым как трахилипариты островных дуг или океанических островов, реже эпигеосинклинальных орогенных формаций.

Судя по спайдердиаграммам вариационных содержаний элементов основные и кислые породы имеют симбатный характер линий (в соответствии с рисунком 11), что отражает один порядок содержаний большинства петрогенных и редких элементов и, вероятно, бимодальный характер серий пород. Гранитоиды с турмалином и без него на спайдердиаграммах имеют симбатный характер линий с турмалинсодержащими гнейсами, что также может свидетельствовать об их образовании при анатексисе гнейсов. Судя по неприведенным многочисленным диаграммам, формирование основных и кислых пород происходило в островных дугах. Этот факт может указывать на то, что в зонах субдукции в них могли ассимилироваться и осадочные породы, обычно обогащенные В. При их переработке часть элементов, могла заимствоваться кислыми расплавами. В меньшей степени, повышенные содержания бора (до 50 г/т) отмечаются и в основных породах.

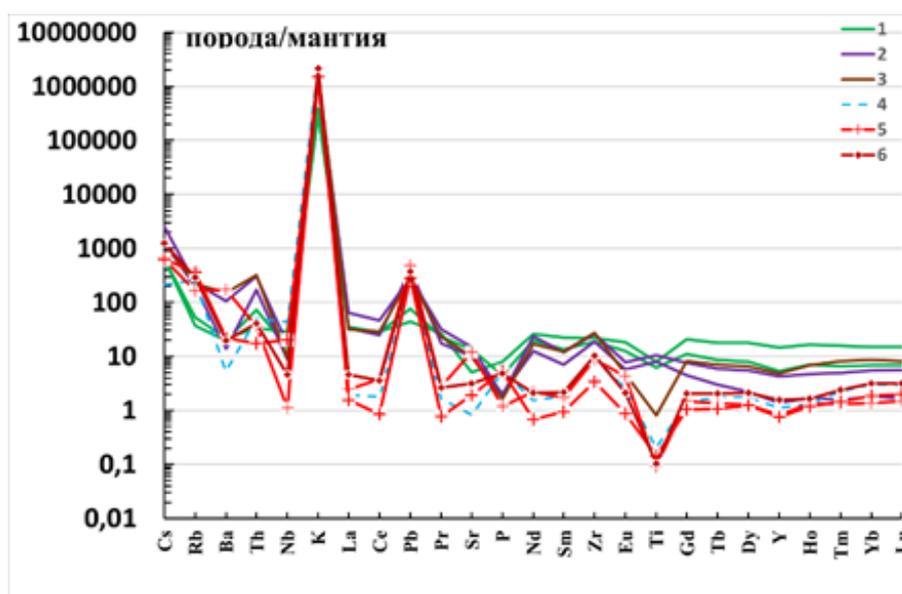


Рисунок 11 – Спайдердиаграмма нормирования содержаний петрогенных и редких элементов в метаморфических и магматических породах с турмалином и без него к породам мантии [17].

Условные обозначения: 1-2 – амфибол-биотитовые сланцы (апобазальтовые протолиты); 2-4 – априолитовые амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы без турмалина (2) и с турмалином (3-4); 5 – граниты турмалиновые; 6- пегматиты турмалиновые

Ключевой проблемой является установление источника пород риолитового состава. Они могут быть как продуктами инициального кислого или бимодального магматизма, так и архейскими образованиями, вовлеченными в процесс палеопротерозойского корообразования. Породы риолитового состава не известны в шарыжалгайском комплексе, но они присутствуют в Онотском зеленокаменном поясе. По составу они близки к трахириолитам. Распределение точек на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (в соответствии с

рисунком 12) отражает их содержания в возможных протолитах и образованных по ним гнейсах, а также сформированным по ним при анатексисе тeneвым мигматитам, гранитам, гранит-пегматитам и пегматитам. Спектр РЗЭ характеризуется высокими содержаниями для мезоархейских гнейсов; различными спектрами для гнейсов без турмалина, отражающее разный состав протолитов; наименьшими значениями РЗЭ с отчетливой Eu положительной аномалией присущи гнейсам с турмалином (в соответствии с рисунком 13).

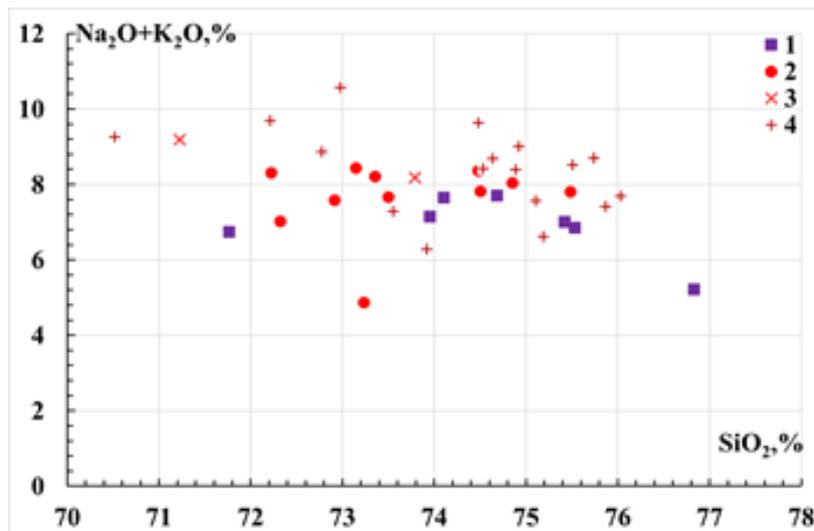


Рисунок 12 – Соотношение SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в апориолитовых мезоархейских (1) и в субдукционных палеопротерозойских апориолитовых (2) гнейсах, гранитоидах и пегматитах без турмалина (3) и с турмалином (4)

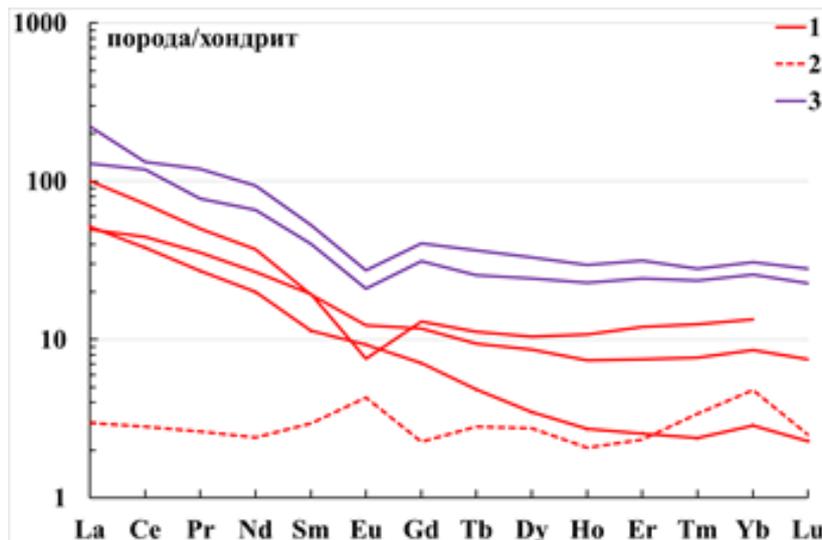


Рисунок 13 – Распределение РЗЭ в палеопротерозойских и неархейских апориолитовых гнейсах [18]

Условные обозначения: 1 – палеопротерозойские гнейсы без турмалина; 2– палеопротерозойские гнейсы с турмалином, 3 – неархейские гнейсы Онотского зеленокаменного пояса

Не исключается становление палеопротерозойских гнейсов не только по породам Онотского зеленокаменного пояса, но и по мигматизированным разностям гнейсов массивов тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций (ТТГА) Онотского блока. Среди безтурмалиновых разностей гнейсов встречены их полные аналоги, наблюдаемые в массивах ТТГА. Возраст их формирования – 3.2-3.4 млрд. лет, а Онотского зеленокаменного пояса – 2.88 млрд. лет [8, 19]. Спайдердиаграмма характеризуется симбатностью линий для всех элементов (в соответствии с рисунком 14). Она четко фиксирует по характеру линий наследование палеопротерозойскими гнейсами в зонах субдукции петрогеохимических характеристик архейских протолитов Онотского блока. Гнейсы явились субстратом для палеопротерозойских турмалиновых и безтурмалиновых тeneвых калишпатовых мигматитов, гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов. Линия на графике (в соответствии с рисунком 14) присущая турмалинсодержащим гнейсам может отражать существенные преобразования риолитов и ТТГА Онотского блока с обеднением практически всеми редкими элементами в зонах субдукции. Возможно, это обусловлено переработкой захваченных осадочных пород, в ряде случаев обогащенных В.

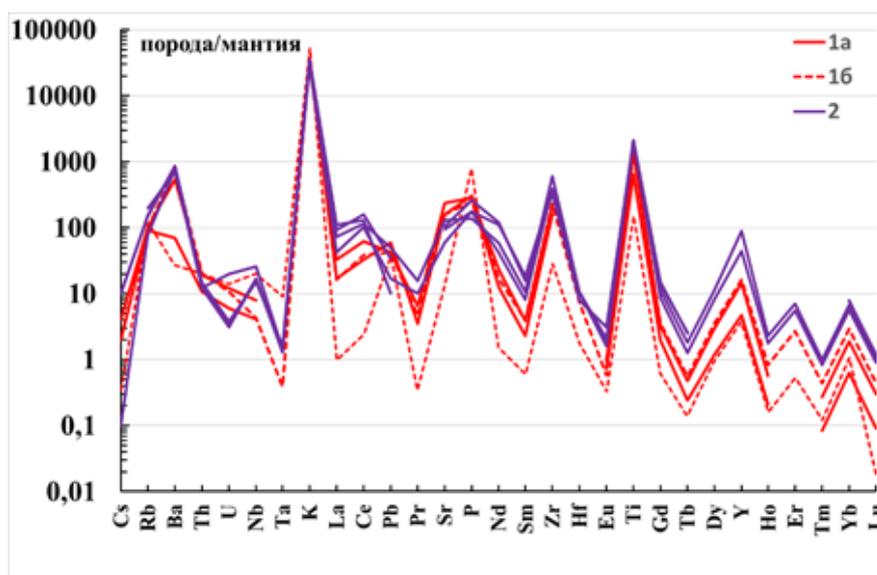


Рисунок 14 – Спайдердиаграмма нормирования содержаний элементов в апориолитовых палеопротерозойских (1) и мезоархейских (2) гнейсах к породам мантии [17].

Гнейсы: палеопротерозойские биотит-амфиболовые без турмалина (1а) и с турмалином (1б); мезоархейские биотит-амфиболовые Онотского зеленокаменного пояса (2)

Обогащение В могло происходить в зонах субдукции при преобразованиях пород как Онотского зеленокаменного пояса, так и массивов ТТГА с захватом и переработкой осадочных пород обогащенных бором и, возможно, Fe, Ca, Al. Конечным продуктом преобразований в зонах субдукции были амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые

гнейсы в разной степени обогащенные бором. В любом случае определяющим фактором, обуславливающим формирование турмалиносодержащих пород в толще, в настоящее время относимой к шарыжалгайской, является их обогащение бором. Его концентрирование в метаморфических породах происходило крайне неравномерно на что указывают их существенные различия в гнейсах согласно залегающих пластов. Это возможно, железистые осадки обогащенные В. Именно присутствие или отсутствие В в протолитах гнейсов обусловило формирование при анатексисе близких по вещественным и структурно-текстурным характеристикам разновидностей безтурмалиновых и турмалиносодержащих пород – мигматитов, гранитов, гранит-пегматитов, пегматитов.

Полученные данные имеют значение для понимания процессов многообразия механизмов петрогенезиса и закономерностей формирования уникальной турмалиновой минерализации. Возникают проблемы отнесения пород этого участка к шарыжалгайскому комплексу и проявления в нем метаморфизма гранулитовой фации. Для них не характерен метаморфизм гранулитовой фации. Нами переданы пробы в ИГГД РАН для изотопных Sm-Nd исследований по определению модельных возрастов и источников, а также циркон для определения возраста U-Pb методом. Предполагается детальное минералогическое изучение турмалиносодержащих пород на электронных микроскопе и микрозонде в ИГХ СО РАН. Планируются исследования EBSD методом, вероятно, нового минерала – SiO₂, FeO, TiO₂ состава.

Интерес к турмалиновой минерализации обусловлен ее нахождением в участках вблизи Иркутска (40-70 км от него). Её особенностью является обилие разновидностей пород с турмалином. Это предопределяет значимость участков не только для познания уникального петрогенезиса, но и для проведения минералогических и петрографических экскурсий. Он может иметь значение как возможный уникальный Памятник природы. Участками турмалин наблюдается в виде крупных, возможно, промышленных залежей. Предстоит выявить пьезооптические характеристики турмалина для практического использования.

2.2 Минерализация Бобруйского погребенного выступа

Кроме запланированных работ по проекту, продолжено изучение пород с самородной и интерметаллической минерализации в Бобруйском погребенном выступе. В нем продолжено изучение минерализации с редкими фазами в Бобруйском погребенном выступе Белорусского кристаллического массива Восточно-Европейского кратона встречено огромное количество соединений разных классов содержащих K, Na, Fe, Mn, Ca, Ba, Sr, Cu, Pb, Co, Ni, Sn, Zn, Al, Ce, Nd, La, Pr, Sm, Y, Yb, Hf, W, Mo, Zr, Cr, V, Ag, Ti, Si, As, P, Bi O, H, F, Cl, S, Se, C, B, N. Среди самородных соединений встречены Fe, Cu, Pb, Sn, Zn, Al, W, Mo, Zr, Nb, графит. Интерметаллические – представлены аваруитом (Ni₃Fe), природными

латунью ($Zn_{75-80}Cu_{20-25}$, $Cu_{50-54}Zn_{46-49}$) и бронзой ($Cu_{55}Sn_{45}$, $PbSn - SnPb - SnCuZn$, $Cu_{50-54}Zn_{46-49}$). Прочие – карбидами ($(NbC, Cr_7C_3, Mo_2C, Cr_2C, Ti_6C_{3,75}, Fe_{1,8}Mn_{1,2}C, MoFeC, FeMnC, Ti_6C_{3,75}, SiC)$), нитридами ($TiN, Ti_2N - Ti_8N_{4,88}$), силицидами ($Fe_5Si_3, Fe_{0,34}Si_{0,66}$), оксисилицидами (Si_2N_2O), окислами (кититом), эсколаитом, железистым эсколаитом. Отмечается широкий круг аморфных веществ. Среди них обычные и обнаруженные здесь аморфные металлы (металлические стекла. В их матрице могут присутствовать самородные Fe, Nb, карбиды, нитриды. Обычные аморфные фазы представлены - $SiFeMnNaCr, SiAlKMgFe; FeMnCrSiNiCu; SiAlFeCaK. CrMnAlSiO, CaVOMgAlSi$. Проведена типизация по составам, размерам и формам выделений. Спецификой минерализации является доминирование ультрадисперсных фаз. Обоснованы восстановительные условия минералообразования, высокотемпературный и высокобарический режим. Формирование минерализации могло происходить или при прямом воздействии мантийных флюидов, или при зарождении флюидов в случае импактного взаимодействия мантийного слоя и метеороида, или проявлении импакта. Осуществление импактного катаклизма подтверждается обилием метеоритных фаз, возможным образованием металлических стекол в которых встречаются большая часть самородных, интерметаллических соединений, карбидов и нитридов. Но пока не обнаружено классических импактитов, т.е. образованных при ударном столкновении и последующем переплавлении ассоциаций мишени. Не выявлены и фазовые переходы графита в алмаз, не отмечено катаклаза породообразующих минералов, что типично для пород мишени при импактных явлениях, не известны породы, которые можно было бы по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу отнести к метеоритам. Не отмечается и свойственных импактитам повышенных содержаний платиноидов. Но в образованиях, как и в метеоритах распространены одинаковые по составу, но различающиеся морфологией зерен и размерами самородные (Fe, C) и интерметаллические фазы, муассанит, синоит, аварунит, цзефенгит, железистый фассаит, омфациит, жадеит и другие. Импактный механизм позволяет объяснить появление в породах аморфных металлов, редчайших ультравысокобарических фаз, их неравномерное распределение в рассеянном состоянии в разных породах БПВ. Уникальную минерализацию в виде рассеянной вкрапленности, с широким кругом редчайших самородных, интерметаллических, аморфных, кристаллических фаз в трех структурно-вещественных комплексах по обилию редких морфологических форм выделений и составам предлагается обозначить как бобруйскиты. Площадь их распространения в БПВ составляет минимум 8750 км². Это крупнейшее сосредоточение самородных и интерметаллических фаз, редчайших минералов, аморфных металлов на Земле.

ВЫВОДЫ

1. В Олхинском плато, в участках относимых к шарыжалгайскому гранулитовому комплексу палеопротерозойского возраста установлено широкое распространение метаморфических, магматических, метасоматических пород с турмалином

2. Для шарыжалгайского комплекса характерно проявление метаморфизма гранулитовой фации и обширные поля мигматитов. В участках распространения турмалиновой минерализации парагенезисы гранулитовой фации отсутствуют, как и обширные поля мигматитов и гранитоидов.

3. Метаморфические породы представлены биотит-и амфиболсодержащими сланцами и гнейсами. Протолиты сланцев – базальты, а гнейсов – риолиты. Базальты и риолиты сформированы в островодужной обстановке. Их протолиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

4. В полях преобразований амфиболитовой фации фиксируется появление турмалина в виде вкрапленности в магматических породах – калишпатовых мигматитах, гранитах, гранит-пегматитах, пегматитах. Турмалин в них появляется спорадически. Среди постмагматических пород развиты амфибол-и биотитсодержащие, турмалиниты и турмалиновые прожилки.

5. При петрогеохимических исследованиях установлена близость составов метаморфических пород (гнейсов) и магматических (мигматитов, гранитов, пегматитов) пород по содержаниям главных компонентов, и существенные различия по редким (Li, Ba, Sr, R3Э, Zr, Zn, Cr, Co, особенно В). Совокупность геологических и петрогеохимических данных свидетельствует об образовании турмалиносодержащих магматических пород за счет обогащенных бором гнейсов ($B > 300$ г/т) при их анатектическом плавлении (Платтен, 1967).

6. Палеопротерозойские метаморфические породы (сланцы и гнейсы), присутствующие в участках с турмалиновой минерализацией по петрогеохимическим характеристикам имеют такой же состав, как и мезоархейские биотит-и амфиболсодержащие сланцы и гнейсы, наблюдаемые в Онотском зеленокаменном поясе – на северо-востоке от этих участков.

7. Формирование палеопротерозойских основных и кислых пород происходило в островодужной обстановке. Возможно, в зонах субдукции могла происходить ассимиляция мезоархейскими протолитами осадочных пород обогащенным бором. За счет них, локально, были сформированы палеопротерозойские метаморфические породы, с сильно варьирующими концентрациями В, относимых сейчас к шарыжалгайской серии. Позже, также, в палеопротерозое при анатексисе обогащенных В гнейсов могли сформироваться магматические и постмагматические породы.

Раздел 3 Проведение геологического и минералого-петрографического изучения магматических пород, предшествовавших формированию богатых Li, Nb, Ta, Be гранитных и гранитно-пегматитовых систем, образовавшихся в ЦСП в ходе импульсов позднепалеозойского внутриплитного магматизма (на примере редкометальных месторождений Центрального Сангиленга), получение изотопно-геохимических и геохронологических данных для этих систем

Изучен состав магматических пород Центрально-Сангиленского пегматитового пояса (ЦСП), предшествовавших формированию богатых Li, Nb, Ta, Be гранитных и гранитно-пегматитовых систем в верховье р. Балыктык-Хем и в бассейне ее притока р. Сольбельдер. Ранее изотопно-геохронологическими исследованиями было установлено, что редкометальные гранитоиды ЦСП образовались в период проявления позднепалеозойского внутриплитного магматизма [20]. На основе обобщения полученных аналитических данных по гранитоидам и щелочным породам Быстринско-Каргинского, Дахунурского и Карадырского интрузивов определены их основные геохимические типы и дана оценка их рудного потенциала в отношении редкометальной минерализации.

Изучение богатых литием редкометальных гранитно-пегматитовых систем Центрального Сангиленга (ЦСП) и их сравнение с гранитами и пегматитами аналогичной редкометальной специализации из более крупного Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП) имеет большое научное и практическое значение, поскольку они всегда считались генетически едиными. Однако, изотопно-геохронологическими исследованиями (SIMS SHRIMP-II, U-Pb по цирконам) для гранитно-пегматитовых систем ЮСП нами установлен раннепалеозойский возраст (494-483 млн лет), а редкометальные пегматиты Центрального Сангиленга оказались намного моложе - 290-270 млн.лет [20-22]. Новые данные о различном возрасте редкометальных пегматитов ЮСП и ЦСП (ранне- и позднепалеозойском, соответственно) свидетельствуют о минимум двукратном проявлении импульсов редкометального гранитного магматизма на Сангиленге и существенно расширяют его временные рамки. При этом возникают вопросы об источниках рудного вещества и связи пегматитов с гранитами, поскольку если раннепалеозойский импульс (490-480 млн. лет) совпал с мощным проявлением позднеколлизионного гранитного магматизма на Сангиленге [21, 22], то позднепалеозойский импульс (290-270 млн. лет), проявленный в редкометальных пегматитах ЦСП, приходится на период, для которого гранитный магматизм здесь не характерен. В позднем палеозое в данном регионе широко проявился щелочной интрузивный магматизм, с которым также может быть связана экономически ценная редкометальная

минерализация (например, месторождение Nb, Ta, Li Улук-Танзек – возраст 300 млн лет) [23].

В ходе проведенных исследований в районах распространения редкометалльных пегматитов ЦСП выделены несколько ассоциаций магматических пород разного уровня щелочности и изучен их состав. Они слагают три довольно крупных полихронных и полигенных плутона: Быстринско-Каргинский, Дахунурский и Караадырский.

Наиболее детально изучен Быстринско-Каргинский массив (БКМ), вдоль западного контакта которого расположено большинство проявлений богатых литием редкометалльных пегматитов. Главная фаза БКМ представлена биотитовыми плагиогранитами, для которых нами установлен возраст 492 ± 5 млн лет. Они прорваны небольшими штоками мелкозернистых двуслюдяных лейкогранитов, датируемых 471 ± 4 млн лет. Наиболее поздними интрузивными породами массива являются щелочные сиениты с возрастом 378 ± 4 млн лет, которые прорывают и плагиограниты и лейкограниты. Для сподуменовых пегматитов двух наиболее крупных проявлений (Караадырского и Шук-Бюль) установлен возраст $292,4 \pm 5,2$ и 272 млн лет, соответственно [21].

Дахунурский массив расположен в устье р. Сольбельдер и сложен гранитами трех фаз внедрения. Породы главной и дополнительной фаз представлены биотитовыми гранитами и по составу довольно близки к гранитам БКМ, но отличаются от них более высокой калиевой щелочностью. Наибольшее внимание было уделено изучению турмалиновых пегматоидных лейкогранитов третьей фазы, которые слагают шток на восточном фланге этого массива и характеризуются слабой редкометалльной минерализацией.

Караадырский массив, расположенный на водоразделе рек Балыктык-Хем и Сольбельдер, сложен в основном щелочными габброидами (малиньитами с ксеноблоками мельтейгитов и тералитов). С ними ассоциируют жильные пегматоидные щелочные сиениты и лейкограниты повышенной щелочности. Для малиньитов главной фазы этого массива нами получены по цирконам две конкордантные оценки возраста - 180 и 145 млн лет. Таким образом, эти породы являются наиболее молодыми в изученном регионе и формировались намного позже редкометалльных пегматитов.

Поскольку формирование двух наиболее крупных жильных серий редкометалльных пегматитов ЦСП произошло в пермский период (292 ± 5 Караадырское проявление и 272 ± 8 млн лет проявление Шук-Бюль), что значительно позже биотитовых гранитов БКМ (492 ± 5 млн лет плагиограниты главной фазы и 471 ± 4 млн лет секущие их биотитовые лейкограниты), а также не совпадает по времени с проявлениями щелочного магматизма, это позволяет предполагать автономность магматического импульса формирования редкометалльных гранитных пегматитов ЦСП. Для уточнения этого предположения

проведено изучение геохимической эволюции выделенных интрузивных комплексов с целью оценки их рудного потенциала в отношении редкометальной минерализации.

Сравнение состава гранитов главных фаз Быстринско-Каргинского и Дахунурского массивов показало, что они в основном различаются по уровню калиевой щелочности (в соответствии с рисунком 15). Спектр распределения редких элементов у них особенно заметно отличается в отношении HREE (в соответствии с рисунком 16).

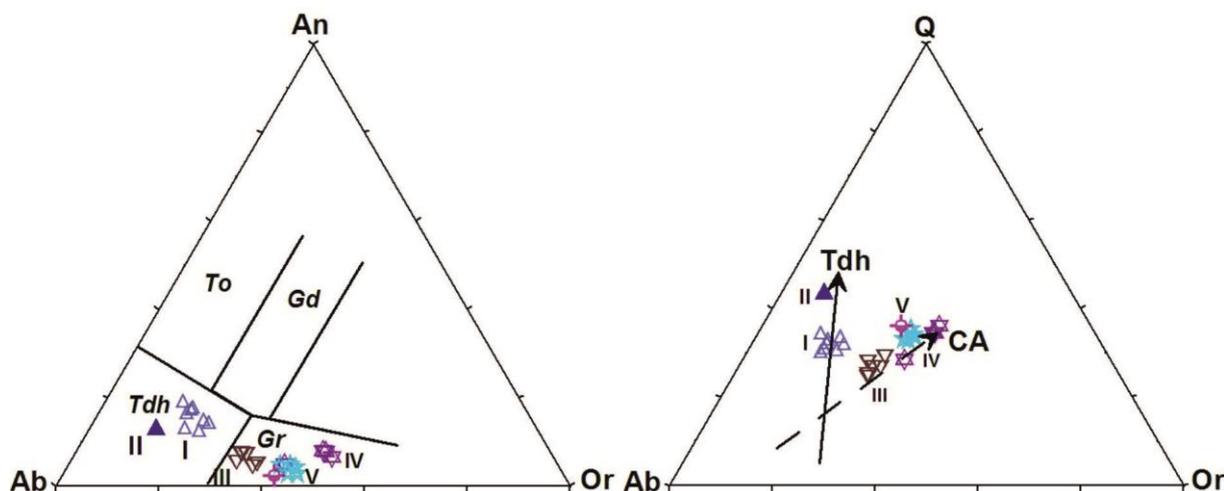


Рисунок 15 – Диаграммы альбит-анортит-ортоклаз и альбит-кварц-ортоклаз [24] для гранитов ЦСП раннепалеозойского возраста

Условные обозначения: группы точек составов I и II – граниты Быстринско-Каргинского массива с Na и K-Na типом щелочности, III, IV, V – граниты Дахунурского массива

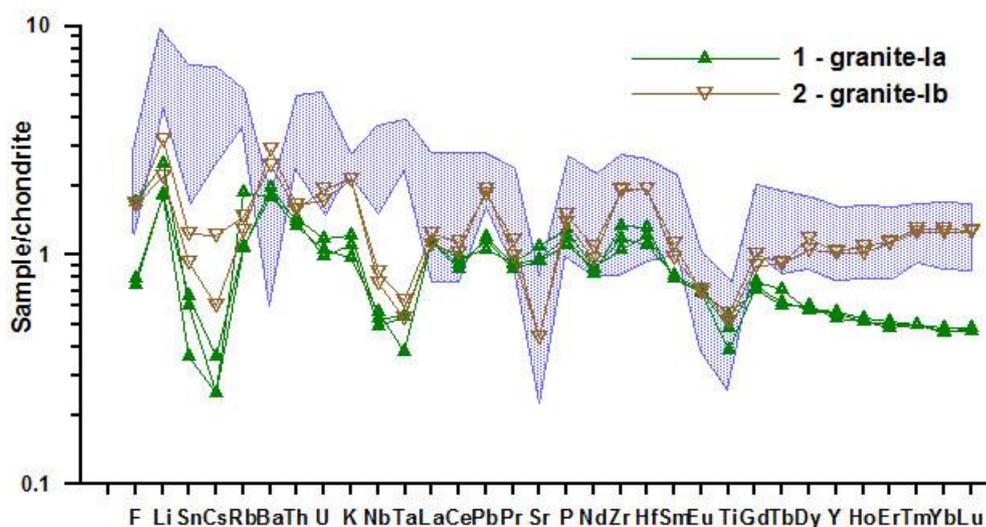


Рисунок 16 – Мультиэлементные спектры для раннепалеозойских гранитов Центрально-Сангиленского пегматитового пояса.

Содержания элементов нормированы по составу хондрита по [25]. Условные обозначения: 1 - граниты Быстринско-Каргинского массива; 2 - граниты Дахунурского массива; синее поле – состав раннепалеозойских гранитов кыстарысского комплекса ЮСП

ВЫВОДЫ

1. Изучен состав магматических пород Центрально-Сангиленского пегматитового пояса (ЦСП), предшествовавших формированию богатых Li, Nb, Ta, Be гранитных и гранитно-пегматитовых систем в верховье р. Балыктык-Хем и в бассейне ее притока р. Сольбельдер. Ранее изотопно-геохронологическими исследованиями было установлено, что редкометалльные гранитоиды ЦСП образовались в период проявления позднепалеозойского внутриплитного магматизма. На основе обобщения полученных аналитических данных по гранитоидам и щелочным породам Быстринско-Каргинского, Дахунурского и Караадырского интрузивов определены их основные геохимические типы и дана оценка их рудного потенциала в отношении редкометальной минерализации.

2. Установлено, что формирование двух наиболее крупных жильных серий редкометалльных пегматитов ЦСП произошло в пермский период (292 ± 5 Караадырское проявление и 272 ± 8 млн лет проявление Шук-Бюль), т.е. со значительным отрывом по времени как от биотитовых гранитов БКМ (492 ± 5 млн лет плагиограниты главной фазы и 471 ± 4 млн лет секущие их биотитовые лейкограниты), так и от проявлений щелочного магматизма с возрастом 378 ± 4 , 180 и 145 млн лет. Это позволяет предполагать автономность магматического импульса формирования редкометалльных гранитных пегматитов ЦСП, что подтверждено результатами изучения геохимической эволюции выделенных интрузивных комплексов с целью оценки их рудного потенциала в отношении редкометальной минерализации.

Раздел 4 Определение изотопно-геохимических характеристик и возрастного положения субдукционных гранитоидов Монголо-Охотской сутурной зоны (Забайкалье). Выявление роли процессов рециклинга литосферного вещества в формировании специализированных источников магм в субдукционных и внутриплитных палеогеодинамических обстановках Центрально-Азиатского орогенного пояса

Протяженные ареалы гранитоидов Центрально-Азиатского орогенного пояса являются важнейшими индикаторами, фиксирующими время и характер процессов формирования тектонического коллажа, слагающих этот пояс террейнов. Монголо-Охотский орогенный пояс, являющийся важной составной частью Центрально-Азиатского пояса [26, 27], обрамляется с юга и севера в современных координатах ареалами батолитовых интрузий ундинского и олекминского гранитоидных комплексов палеозойского возраста. Оба комплекса фиксируют масштабные эндогенные события на окраинах Монголо-Охотского палеоокеана. Возраст гранитоидов ундинского комплекса определен как позднепермский - раннетриасовый (257-248 МА), и его становление связывается с коллизионными процессами вдоль северной границы Аргунского супертеррейна Монголо-Охотского пояса.

Возрастные рамки и геодинамическая природа гранитоидов олекминского комплекса является предметом дискуссии. Ареал распространения его интрузий охватывает площадь Западно-Станового террейна [27] или восточной части Селенгино-Станового супертеррейна [28]. Согласно современным геологическим картам комплекс отнесен к раннему палеозою и обладает трехфазным строением [29]. Первая фаза представлена равномерно-зернистыми биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, вторая - порфириовидными биотитовыми гранодиоритами и гранитами, а третья - равномерно-зернистыми гранитами и лейкократовыми гранитами. Гранитоиды двух первых фаз представлены породами известково-щелочного ряда нормальной щелочности, тогда как в породах завершающей фазы отмечаются и субщелочные разности [30].

В настоящее время представления о возрасте интрузий олекминского комплекса подвергаются существенному пересмотру. Так, Rb-Sr геохронологическими исследованиями были определены позднепалеозойские возрасты для гранитоидов как в западной части пояса - 343-318 млн.лет, так и для юго-восточной его части - 319 млн.лет [31]. Позднепалеозойские датировки были подтверждены и уточнены в дальнейшем U-Pb геохронологическими исследованиями цирконов из гранодиоритов и гранитов северо-восточной части интрузивного ареала, которые выявили возрасты 355-358 млн. лет. [28]. Кроме того, этими исследованиями в западной части ареала были выявлены граниты с возрастом 237 млн.лет,

что соответствует раннему мезозою. Авторами настоящего проекта получены новые U-Pb LA-ICP-MS геохронологические данные по цирконам, которые свидетельствуют о том, что в рамках традиционно выделяемого палеозойского олекминского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья присутствует значительный объем лейкократовых гранитоидов мезозойского возраста, представляющих собой самостоятельный магматический эпизод в становлении Монголо-Охотского орогенного пояса [32]. Так, для лейкократовых гранитов Нижнеингодинского батолита получен возраст 186 ± 3 млн лет, а для лейкократовых гранитов Маректинско-Береинского массива - 219 ± 3 млн лет. Формирование этих гранитоидов вероятно связано с тектоническими условиями растяжения вдоль северной границы Монголо-Охотской сутурной зоны на завершающем этапе закрытия Монголо-Охотского палеоокеанического пространства.

Многочисленные исследования вещественных особенностей разновозрастных магматических комплексов, а также палеогеодинамические модели позволяют утверждать, что после распада Родинии Сибирский континент находился под влиянием Пра-Африканского суперплюма [33, 34]. Эндогенная активность последнего оказывала влияние на Сибирский палеоконтинент в течение почти всего фанерозойского времени. В позднем мезозое внутриплитовая активность привела к образованию в Центральной Азии ряда рифтовых областей, включая систему рифтогенных впадин Северной Монголии – Восточного Забайкалья – Верхнего Приамурья, названную Восточно-Монгольско-Забайкальской [34]. Максимальная вспышка магматизма пришлась на ранний мел, тогда как к концу мела магматическая и тектоническая активность в регионе резко сократились. Новый эпизод внутриплитной активности в Центрально-Азиатском регионе пришелся на поздний кайнозой. Нельзя исключать возможности того, что позднемезозойский и кайнозойский внутриплитовый магматизм региона может быть связан с системой долгоживущих горячих точек, которые были недавно выявлены в пределах юго-западной окраины Тихого океана [35]. В этом случае выяснение временных вариаций в проявлении магматических событий, а также изотопно-геохимических особенностей пород Восточно-Монгольской рифтовой области, являются необходимыми условиями для понимания динамики внутриплитного магматизма Центральной Азии при переходе Сибирского палеоконтинента из зоны влияния Пра-Африканского суперплюма в зону влияния суперплюма Тихоокеанского.

4.1 Определение изотопно-геохимических характеристик и возрастного положения субдукционных гранитоидов Монголо-Охотской сутурной зоны (Забайкалье)

В настоящее время разработаны многочисленные геодинамические модели развития Монголо-Охотского орогенного пояса (МОП), предполагающие существование палеозойского Монголо-Охотского палеоокеана, в пределах которого в разное время существовали зоны спрединга, островные дуги и активные континентальные окраины [27]. Субдукционные процессы, а также процессы аккреции и коллизии сопровождались формированием различных по своей геохимической специфике серий гранитоидов. В палеозойское-раннемезозойское время были сформированы два протяженных пояса крупных массивов и батолитов палингенных известково-щелочных гранитоидов, обрамляющих с юга и севера сутурную зону МОП в районе Восточного Забайкалья. Южный пояс представлен гранитоидами ундинского комплекса, обрамляющими северную окраину Аргунского супертеррейна. С севера сутура окаймлена гранитоидами олекминского комплекса, локализованными в пределах Западно-Станового террейна.

В составе ундинского комплекса исследованы породы Усть-Теленгуйского массива и Верхнеундинского батолита, расположенных в пределах аккреционного клина Ононского террейна в восточном междуречье рек Шилка и Онон. Массивы олекминского комплекса исследованы по широтному профилю вдоль южной окраины Западно-Станового террейна в районах южных отрогов Нерчинского хребта (гг. Вершино-Дарасунский – Шилка) и Алеурского хребта в междуречье рр. Куэнга – Шилка. Для получения информации о возрасте гранитоидов выполнены «скрининговые» Rb-Sr по породе в целом и U-Th-Pb LA-ICP-MS по циркону геохронологические исследования.

Установлено, что гранитоиды Усть-Теленгуйский массива имеют возраст 257 ± 3 млн лет (Rb-Sr, TIMS), а Верхнеундинского батолита - 249 ± 4 млн лет (U-Th-Pb LA-ICP-MS, здесь и далее средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; СКВО = 0.75).

Для гранодиоритов и диоритов олекминского комплекса получены новые U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологические данные. Результаты датирования порфировидных гранодиоритов Маректинско-Береинского и Ямнинского массивов третьей интрузивной фазы этого комплекса уверенно указывают на их позднекарбоновый возраст: 371 ± 5 млн лет (СКВО = 1.3) и 363 ± 5 млн лет (СКВО = 0.55) соответственно. Полученные значения возраста полностью соответствуют геохронологическим данным, полученным ранее – 358 ± 2 и 355 ± 2 млн лет [28, 36]. Широкий ареал распространения пород этого возрастного диапазона свидетельствует о масштабном эпизоде позднепалеозойского гранитоидного магматизма по всей площади Западно-Станового террейна. Диориты и кварцевые диориты, относимые ранее ко второй фазе комплекса и проявленные локально в пределах Нижнеингодинского батолита и Холонгатуйского массива, имеют раннеюрский возраст 192 ± 3 млн лет (СКВО = 1.5), что исключает их отнесение ко второй интрузивной фазе

комплекса. Эти образования синхронны с лейкократовыми гранитоидами, относимыми ранее к завершающей четвертой интрузивной фазе комплекса, и имеющими раннемезозойский возраст в интервале 237-186 млн лет [28, 36]. Вероятно, эти гранитоиды формировались на завершающем этапе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана вдоль северного фланга сутурной зоны.

Гранитоиды Верхнеундинского батолита ундинского комплекса характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(t)$ от -2.2 до -5.5 и значениями $t_{Nd(DM-2)} = 1.2-1.5$ млрд лет, что указывает на гетерогенность источника расплавов гранитоидов. Для гранитоидов Усть-Теленгуйского массива характерны более выдержанные изотопные характеристики: $\epsilon_{Nd}(t)$ от -2.1 до -2.6 и $t_{Nd(DM-2)} = 1.2-1.3$ млрд лет. Аналогичными Nd изотопными характеристиками обладают метаосадочные породы аккреционного клина Ононского террейна МОП, что позволяет рассматривать их как возможный источник расплавов гранитоидов в процессах аккреции/коллизии островная дуга – континент в позднепермское - раннетриасовое время.

По Nd изотопным характеристикам гранитоиды олекминского комплекса разделяются на две контрастные группы. Гранитоиды Алеурского хребта характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(t)$ от -6.6 до -7.5 и $t_{Nd(DM-2)} = 1.5-1.6$ млрд лет, что свидетельствуют о присутствии в источнике этих пород материала несколько более древнего по сравнению с гранитоидами ундинского комплекса. Это может быть связано с ассимиляцией расплавами олекминских гранитоидов изотопно более «древнего» вещества вмещающих метаосадочных пород иргаинской свиты. В южных отрогах Нерчинского хребта (Маректинско-Береинский и Ямнинский массивы) породы комплекса имеют существенно более «молодые» изотопные характеристики $\epsilon_{Nd}(t)$ от $+0.4$ до -0.2 и $t_{Nd(DM-2)} = 1.1-1.2$ млрд лет, что свидетельствует о значительной изотопной гетерогенности источника расплавов для олекминских гранитоидов.

Выполнены исследования метаосадочных пород вулканогенно-осадочных свит, формирующих позднерифейский осадочный чехол Аргунского супертеррейна. Эти образования характеризуют источники сноса осадочного вещества с южного (в современных координатах) обрамления Монголо-Охотского палеоокеана в бассейн осадконакопления. Изотопная диаграмма зависимости величины $eNd(t)$ от возраста осадочных пород показывает, что породы урулюнгуйской свиты обладают более древними Sm-Nd изотопными характеристиками – $eNd(800 \text{ млн лет}) = -6.4 \dots -7.0$, по сравнению с таковыми в осадках дырбылкейской свиты – $eNd(800 \text{ млн лет}) = -2.0 \dots -4.0$. Это подтверждается и разницей в величинах модельных Sm-Nd изотопных возрастов, которые для первой группы пород лежат в пределах $T_{Nd(DM2)} = 2018-2063$ млн лет, а для второй – $T_{Nd(DM2)} = 1657-1818$ млн лет. Эти различия вероятно связаны с различной степенью «зрелости» материнских пород.

Полученные результаты свидетельствуют о значительных вариациях Sm-Nd изотопных характеристик в возможном исходном протолите для образования гранитоидов.

Таким образом, позднепалеозойские гранитоиды ундинского и олекминского комплексов, обрамляющие сутуру МОП с юга и севера, формировались в позднем палеозое - раннем мезозое в обстановке аккреции/коллизии островная дуга – континент. Изменчивость их Nd изотопных характеристик может быть в значительной мере связана с неоднородностью состава корового субстрата, вовлекавшегося в процесс генерации кислых расплавов.

4.2 Выявление роли процессов рециклинга литосферного вещества в формировании специализированных источников магм в субдукционных и внутриплитных палеогеодинамических обстановках Центрально-Азиатского орогенного пояса

Завершающий эпизод активности Пра-Африканского суперплюма в Центральной Азии в позднеюрское – раннемеловое время обусловил формирование обширного Восточно-Монгольско-Забайкальского ареала внутриплитового магматизма, охватывающего систему рифтогенных впадин, протянувшуюся более чем на 1500 км из Восточной Монголии через Восточное Забайкалье в Восточное Приамурье [34]. С большинством этих впадин 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 Восточного Забайкалья, показавшие следующее. На вариационной диаграмме Th/Yb-Nb/Yb вулканиты трахибазальтовой серии Харанорской впадины располагаются в области составов активных континентальных окраин, что указывает на их связь с процессами субдукции, оказывающими влияние как на состав самих расплавов, так и на состав источников этих расплавов. Вулканиты Торейской впадины характеризуются близостью к тренду мантийной последовательности, определяемым процессом последовательного обогащения мантийного источника внутриплитовым компонентом без существенного влияния субдукционной или коровой составляющих.

Трахибазальты Харанорской впадины имеют величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7047-0,7058$ при значениях $\varepsilon\text{Nd}(t) = +1,3 - (-3,6)$, а трахибазальты Торейской впадины - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7046-0,7052$ и $\varepsilon\text{Nd}(t) = -1,3 - (-1,8)$ (в соответствии с рисунком 17). Эти величины являются характерными для позднемезозойских трахибазальтов рифтовых областей Монголии и Забайкалья [37, 38]. 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.

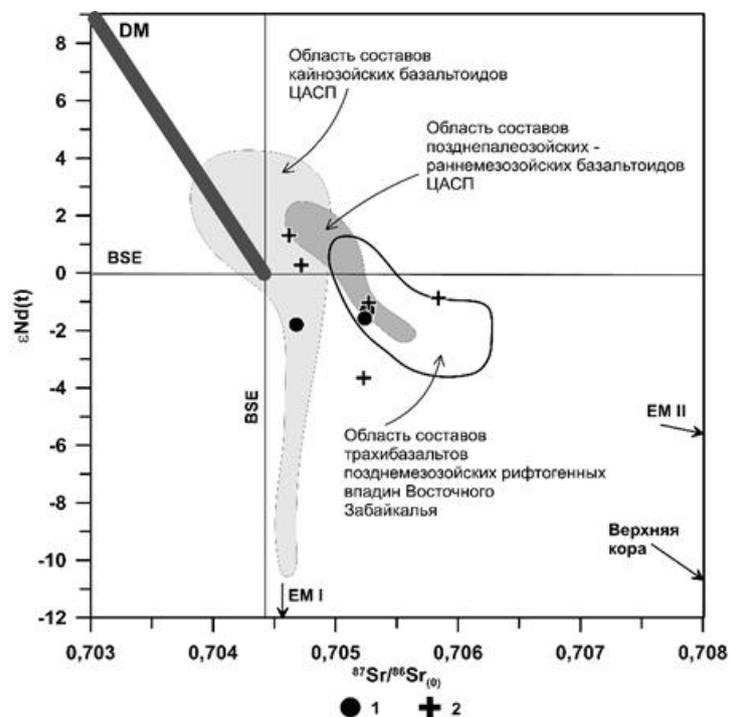


Рисунок 17 – Изотопная диаграмма $\epsilon\text{Nd}(t) - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$ для пород трахибазальтовой серии Торейской и Харанорской позднемезозойских рифтогенных впадин Восточного Забайкалья

Условные обозначения: 1 – трахибазальты Торейской впадины; 2 – трахибазальты Харанорской впадины. Области составов позднепалеозойских, мезозойских, кайнозойских внутриплитовых базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) приведены по [38, 39]; область составов трахибазальтов позднемезозойских рифтогенных впадин Восточного Забайкалья приведены по [37] с использованием неопубликованных данных С.И. Дриля

Диаграмма зависимости изотопного состава свинца в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (в соответствии с рисунком 18), свидетельствует о том, что точки составов вулканитов трахибазальтовой серии Харанорской и Торейской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья группируются вдоль линии NHRL, занимая промежуточное положение между деплетированными в разной степени составами MORB / PREMA и источниками EM II, или веществом верхней континентальной коры. Это подтверждается и закономерностями распределения точек составов трахибазальтов на диаграмме вариаций величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (в соответствии с рисунком 18Б).

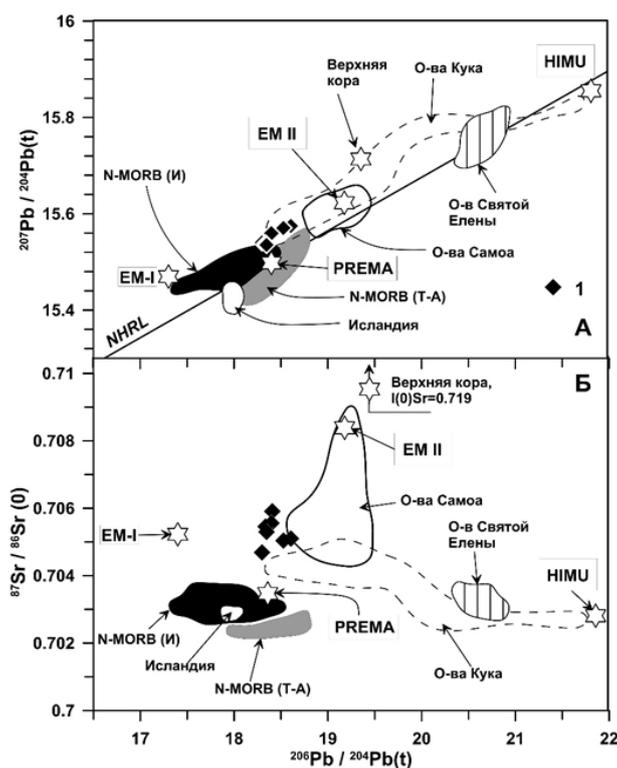


Рисунок 18 – Диаграммы зависимости изотопного состава: А — свинца ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$); и Б — стронция и свинца ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

Условные обозначения – (1) фигуративные точки составов трахибазальтов Харанорской и Торейской рифтогенных раннемеловых впадин Восточного Забайкалья; N-MORB (И) – поле составов базальтов MORB Индийского океана по литературным данным; N-MORB (Т-А) – поле составов базальтов MORB Тихого и Атлантического океанов, а также поле составов базальтов Исландии по литературным данным

ВЫВОДЫ

Таким образом, полученные новые U-Pb LA-ICP-MS геохронологические данные по цирконам для пород Маректинско-Береинского и Ямнинского массивов уверенно указывают на то, что порфиридные гранодиориты третьей фазы традиционно выделяемого палеозойского олекминского гранитоидного комплекса имеют позднепалеозойский возраст - 371 - 363 млн лет, что согласуется с данными, полученными ранее [28].

Широкий ареал распространения пород этого возрастного диапазона свидетельствует о масштабном эпизоде позднепалеозойского гранитоидного магматизма по всей площади Западно-Станового террейна. Геохимические особенности гранодиоритов олекминского комплекса позволяют связать их происхождение с субдукционной геодинамической обстановкой. Диориты и кварцевые диориты, относимые ко второй фазе комплекса и проявленные локально в пределах Нижнеингодинского батолита в пределах

Холонгатурейского массива, имеют раннеюрский возраст - 192 млн лет, что исключает отнесение их ко второй интрузивной фазе. Эти образования синхронны с лейкократовыми гранитоидами, относимыми ранее [29] к завершающей четвертой интрузивной фазе комплекса, и имеющими, как показали наши исследования [32], раннемезозойский возраст - 219-186 млн. лет. Формирование этих гранитоидов вероятно связано с тектоническими условиями растяжения вдоль северной границы Монголо-Охотской сутурной зоны на завершающем этапе закрытия Монголо-Охотского палеоокеанического пространства.

Выполнены исследования метаосадочных пород вулканогенно-осадочных свит, формирующих позднерифейский осадочный чехол Аргунского супертеррейна. Эти образования характеризуют источники сноса осадочного вещества с южного (в современных координатах) обрамления Монголо-Охотского палеоокеана в бассейн осадконакопления. Породы урулюнгуйской свиты обладают более древними Sm-Nd изотопными характеристиками – $\epsilon_{Nd}(800 \text{ млн лет}) = -6.4 \dots -7.0$, по сравнению с таковыми в осадках дырбылкейской свиты – $\epsilon_{Nd}(800 \text{ млн лет}) = -2.0 \dots -4.0$. Это подтверждается и разницей в величинах модельных Sm-Nd изотопных возрастов, которые для первой группы пород лежат в пределах $T_{Nd}(DM2) = 2018\text{--}2063$ млн лет, а для второй – $T_{Nd}(DM2) = 1657\text{--}1818$ млн лет. Эти различия вероятно связаны с различной степенью «зрелости» материнских пород. Полученные результаты свидетельствуют о значительных вариациях Sm-Nd изотопных характеристик в возможном исходном протолите для образования гранитоидов.

Трахибазальты Харанорской и Торейской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья имеют умеренно низкие величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7046\text{--}0.7058$ и близкие к нулевым либо слабо отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T) = 1,3\text{--}(-3,7)$. Их изотопно-геохимические особенности являются типичными для позднемезозойских базальтоидных пород рифтовых областей Монголии и Забайкалья.

Диаграмма зависимости изотопного состава свинцов в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ свидетельствует о том, что точки составов вулканитов трахибазальтовой серии Восточного Забайкалья группируются вдоль линии NHRL, занимая промежуточное положение между деплетированными в разной степени составами MORB / PREMA и источниками EM II, или верхней континентальной корой. Это подтверждается и закономерностями распределения точек составов трахибазальтов на диаграмме вариаций величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Таким образом, формирование трахибазальтов и других рифтогенных базальтоидов раннемезозойского возраста Центрально-Азиатского орогенного пояса происходило за счет смешения вещества деплетированного (MORB) или умеренно деплетированного (PREMA) источника, а также корового компонента, представленного в виде EM II или вещества верхней континентальной коры.

Раздел 5 Проведение сравнительного анализа условий образования уникальных нефелин-мелилитовых паралав, изучение новых и редких минералов, реликтов несмешиваемых силикатных, сульфидного (Fe-S), фторидно-кальциевого (F-Ca) расплавов и силикатно-железистых флюидных сред на примере пирометаморфических комплексов Центральной и Восточной Монголии (Нилгинском, Хамарин-Хурал-Хид)

В паралавах пирометаморфических комплексах Монголии, Нилгинском [40, 41] и Хамарин-Хурал-Хид [42], обнаружены Ca-Fe-Mg оливины. Комплексы сложены пирогенными породами, возникшими в результате полного или частичного плавления пород осадочных толщ во время многостадийных современных и древних (четвертичных) природных угольных пожаров.

Ca-Fe-Mg оливины имеют разную распространенность в породах земного и внеземного происхождения. Кирштейнит характерен для метеоритов разного состава (хондритов, ахондритов, железных). Этот минерал встречается в скарнах, ультраосновных вулканических и щелочных вулканических породах, кимберлитах и габбро-долеритах. Находки кирштейнита также описаны в техногенных породах, образованных при подземных ядерных взрывах, и в парабазальтах (железистых паралавах) Челябинского угольного бассейна. Монтichelлит встречается и может быть породообразующим минералом в скарнах. Находки монтichelлита описаны в карбонатитах, кимберлитах, камафугитах, дунитах и серпентинизированных перидотитах. Оливины промежуточного состава между монтichelлитом и кирштейнитом обнаружены в пирогенных породах «пёстрой зоны» бассейна Хатрурим, в терриконах на площади Челябинского угольного бассейна и в пирометаллургических шлаках.

Минералы группы оливина в мелилит-нефелиновых паралавах Монголии имеют отличительные текстурные особенности, различные объемные соотношения (в соответствии с рисунком 19) и большие вариации состава (в соответствии с рисунком 20). В паралавах Хамарин-Хурал-Хида чаще всего встречаются Ca-фаялит и кирштейнит, а в Нилгинских паралавах кроме этих минералов – форстерит, монтichelлит и разности промежуточного состава между монтichelлитом и кирштейнитом. Ca-Fe оливины отличаются по магнезиальности: Нилгинский кирштейнит более магнезиальный ($Mg\#$ в среднем 0.25) по сравнению с таковым из комплекса Хамарин-Хурал-Хид ($Mg\#$ изменяется от 0.07 до 0.22). Ориентированные выделения Ca-фаялита и кирштейнита (структуры распада твердого раствора Ca-Fe оливина), описанные в метеоритах и парабазальтах Челябинского угольного бассейна [43], не характерны для мелилит-нефелиновых паралав. Минеральные ассоциации Mg-Fe и Ca-Fe оливинов в магматических породах также отличаются от таковых в паралавах.

В мелилититовых лавах Италии (Melluso et al., 2010) кирштейнит заполняет интерстиции между минералами матрикса и образует краевые зоны фенокристов оливина (Fo_{85-80}), в котором содержание Ca_2SiO_4 , как правило, не превышает 3 мол.%.

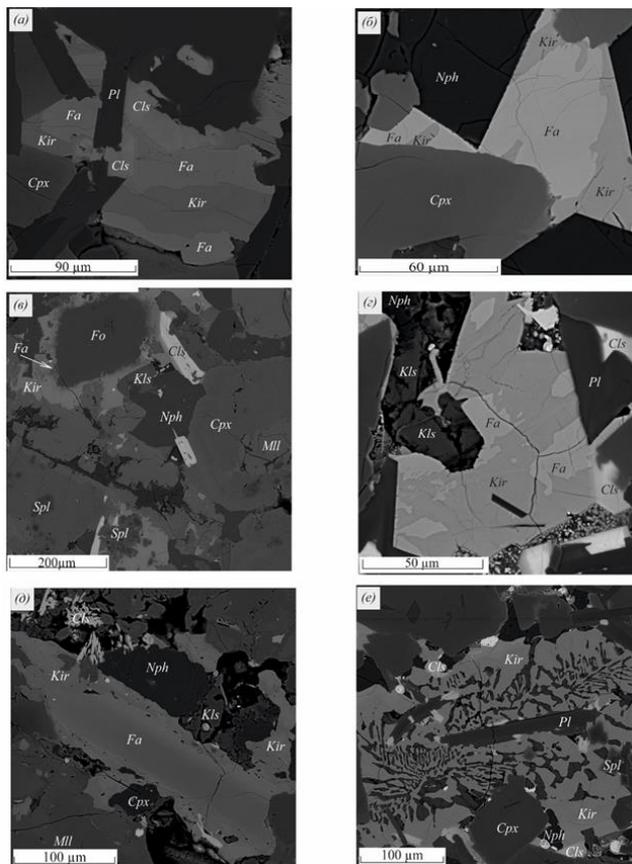


Рисунок 19 – Фрагменты матрикса паралав Хамарин-Хурал-Хид (а, б) и Нилгинского (в-е).

(а, б) Продукты распада твердого раствора Са-Fe оливина на Са-фаялит и кирштейнит, обр. MN-1425. (в) Зерно форстерита с каймой фаялит-кирштейнитового состава, обр. MN-1179. (г) Продукты распада твердого раствора Са-Fe оливина на Са-фаялит и кирштейнит, обр. MN-1193. (д) Микролит Са-фаялита с каймой кирштейнита, обр. MN-1234. (е) Симлектитоподобное срастание кирштейнита и нефелина, обр. MN-1234-1. Изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE). *Cls* = цельзиан, *Cpx* = клинопироксен, *Fa* = Са-фаялит, *Kir* = кирштейнит, *Kls* = кальсилит, *Mll* = мелилит, *Nph* = нефелин, *Pl* = плагиоклаз, *Spl* = шпинель

Значительные вариации состава Са-Fe-Mg оливинов из пирометаморфических, магматических и техногенных пород могут быть вызваны многими факторами: локальными вариациями физико-химических параметров (Т, Р, составами расплава и флюидной фазы), кинетикой кристаллизации (скорости охлаждения и др.) мафических расплавов, исходных для недосыщенных по кремнезему, обогащенных Са, магматических, вулканических, техногенных пород и мелилит-нефелиновых паралав. Са-фаялит и кирштейнит образуются как при распаде гомогенного твердого раствора Са-Fe оливина, так и в результате

кристаллизации оливина разного состава из остаточных мафических расплавов в локальных участках матрикса паралав. По экспериментальным данным [44] кристаллизация Ca-Fe оливинов наблюдается в низкобарических и высокотемпературных условиях из недосыщенного по кремнезёму мафического расплава. В зависимости от соотношения Ca/Fe в таком расплаве могут образоваться как кирштейнит и Ca-фаялит, так и оба этих минерала в различных объемных соотношениях при распаде твердого раствора Ca-Fe оливина (в соответствии с рисунком 20а). В магматических и пирометаморфических породах кирштейнит кристаллизовался на поздних стадиях формирования матрикса – в микролитах (зернах) между минералами фенокристной ассоциации и, вероятно, при распаде твердого раствора Ca-Fe оливина. В паралавах Монголии Ca-Fe оливины формировались, согласно экспериментально определенной поверхности сольвуса, в температурных интервалах 1050-800°C и 1000-800°C соответственно, а в парабазах Челябинского угольного бассейна при 950-800°C [43].

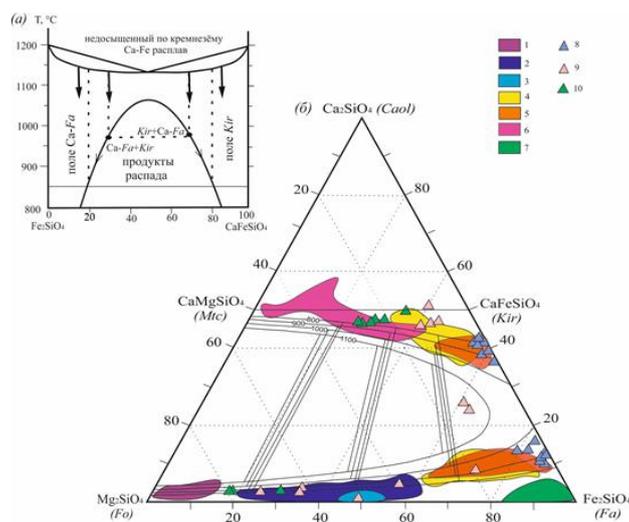


Рисунок 20 – Схема распада твердого раствора Ca-Fe оливина (а) по [43], поля и точки состава оливинов из вулканических пород и парабазах (б).

Изотермы в области несмесимости твердого раствора Mg-Fe-Ca оливина, составы сосуществующих фаз (тонкие линии между изотермами), по [44]. Поля состава оливинов из паралав комплексов Нилгинский (1,2,4,6) и Хамарин-Хурал-Хид (3,5,7): (1) форстерит; (2,3) форстерит-фаялит; (4,5) Ca-фаялит и кирштейнит (6) монтичеллит-кирштейнит; (7) фаялит. Точки состава оливинов из (8) парабазах Челябинского угольного бассейна, по [43], мелилитолитов (9) вулканического комплекса Capo di Vove, по [45] и (10) вулкана Пьян ди Челле, по [46]

В магматических и вулканических породах монтичеллит образует как отдельные кристаллы (фенокристы, микролиты), так и замещает ранний Mg-Fe оливин. Кристаллизация монтичеллита в щелочных магматических породах может происходить при реакционном

взаимодействии форстерита и карбонатного расплава. Монтчеллит из кимберлитов и карбонатитов содержит не более 20 мол.% минала кирштейнита. При низкотемпературных изменениях серпентинизированных перидотитов минералы ряда монтчеллит-кирштейнит переменного состава (40-60 мол.% кирштейнита) образуются в результате взаимодействия Са-содержащего флюида и Mg-Fe оливина. Только в Нилгинских паралавах встречаются монтчеллит и оливины ряда монтчеллит-кирштейнит, содержащие от первых процентов до 65 мол.% минала кирштейнита даже в пределах одного образца. Са-Fe-Mg оливины обнаружены исключительно в ксенолитах термически измененных карбонатно-силикатных пород. Для минеральных ассоциаций таких ксенолитов характерно присутствие высокоглиноземистого (15-18 мас.% Al_2O_3) геленитового мелилита, который кристаллизуется в процессе низкобарических и высокотемпературных пирогенных изменений мергелистого известняка [47]. Геленитовый мелилит также характерен для высокотемпературного контактового метаморфизма, например, для переходной зоны между мергелистыми известняками и траппами базальтов [48]. Эти наблюдения позволяют сделать вывод, что в пирометаморфических комплексах Монголии минералы ряда монтчеллит-кирштейнит формировались при реакционном взаимодействии недосыщенного по кремнезему и обогащенного Са мафического расплава, исходного для мелилит-нефелиновых паралав, и ксенолитов силикатно-карбонатных осадочных пород – мергелистых известняков, имеющих значительную примесь силикатного (глинисто-полевошпатового) вещества.

Мелилиты являются породообразующими минералами всех нефелин-мелилитовых паралав ((в соответствии с рисунком 21). Мелилиты паралав Нилгинского комплекса характеризуются значительными вариациями состава. Значение индекса $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ в микрофенокристах мелилита изменяется от 0.15 до 0.93 и в среднем составляет 0.7-0.75. Методом баланса масс в мелилитах рассчитаны содержания пяти миналов, которые варьируют в большом диапазоне значений (в мол.%): 9.7–82.6 акерманит $Ca_2MgSi_2O_7$, 0–80.0 ферроакерманит $Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$, 0–42.8 геленит $Ca_2Al_2SiO_7$, 0–44.1 алюмоакерманит $CaNaAlSi_2O_7$, 0–22.6 ферриаакерманит $CaNaFe^{3+}Si_2O_7$. Сумма миналов акерманита, ферроакерманита и геленита может достигать 100 мол.%. Мелилиты с концентрацией минала геленита > 40 мол. %, встречаются в реликтах ксенолитов термически измененных карбонатно-силикатных пород. В паралавах комплекса Хамарин-Хурал-Хид обнаружены безжелезистые мелилиты. Значение индекса $Mg\#$ изменяется в диапазоне 0.34–1.0 и в большинстве составов составляет 0.7–0.8. Интервалы содержаний миналов следующие (мол.%): 12.7–58.0 акерманит, 0–52.4 ферроакерманит, 3.6–78.4 геленит, 0–43.8 алюмоакерманит, 0–17.0 ферриаакерманит. Преобладают миналы акерманита, алюмоакерманита и геленита, сумма которых в большинстве составов составляет более 85

мол.%. Мелилиты паралав Монголии отличаются по соотношению мишалов акерманита, ферроакерманита и геленита. В Нилгинских паралавах преобладают мелилиты с содержанием $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})\text{Si}_2\text{O}_7 > 70$ мол.% и $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7 < 20$ мол.%. В мелилитах комплекса Хамарин-Хурал-Хид содержание этих мишалов варьирует в интервалах 50-70 мол.% и 15-35 мол.% соответственно ((в соответствии с рисунком 21а).

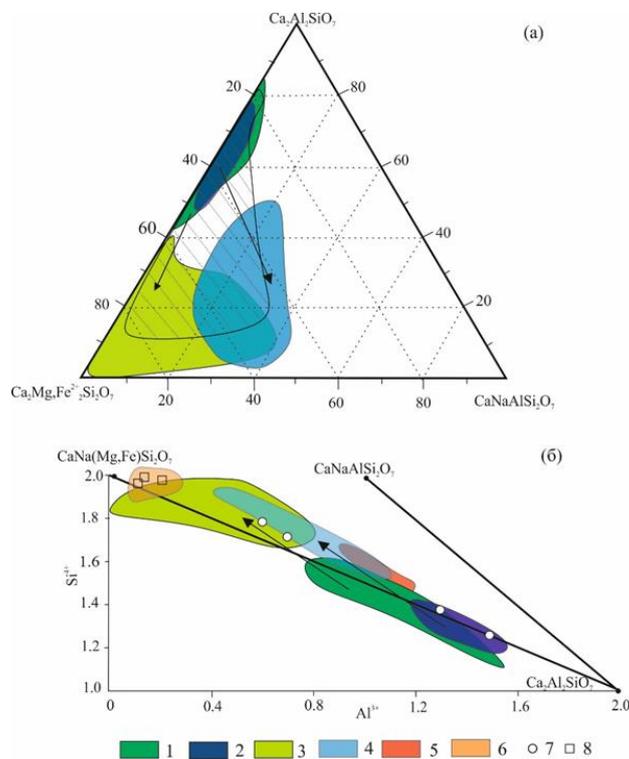


Рисунок 21 – С остав мелилита из мелилит-нефелиновых паралав Монголии.

(а) – мишалы мелилита: акерманит ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$), ферроакерманит ($\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$), геленит ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$), алюмоакерманит ($\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$). (б) – эволюция состава мелилита. Заштрихованная область соответствует составам мелилитов из метаморфических пород. Стрелки показывают направление эволюции состава от геленитового до акерманит-алюмоакерманитового мелилита. 1,2 = реликтовые ядра геленитового мелилита из Нилгинских паралав (1) и Хамарин-Хурал-Хид (2); 3,4 = микрофенокристы акерманит-алюмоакерманитового состава из Нилгинских паралав (3) и комплекса Хамарин-Хирал-Хид (4); 5, 6 = мелилиты из магматических пород; 7 = мелилиты из зоны контакта мергелистых известняков и траппов базальта, по [48]; 8 = мелилит из пирометаллургических шлаков

Плавленные породы (паралавы и клинкеры) пирометаморфических комплексов Монголии образовались в результате термических изменений и частичного плавления осадочных протолитов во время многостадийных четвертичных и современных природных угольных пожаров [41, 42]. Ассоциация геленитового мелилита, Al-клинопироксена и более редких минералов (шпинели, цельзиана, перовскита, гейкилита и др.) кристаллизовалась в процессе высокотемпературного метаморфизма карбонатно-силикатных осадочных пород,

предположительно, мергелистых известняков [42]. Повышение температуры осадочной толщи, вызванное угольными пожарами, происходило в уникальных P-T условиях, препятствующих разложению кальцита [47]. При относительно высоком парциальном давлении CO_2 ($> 30\text{-}40$ бар) и $T > 1100^\circ\text{C}$ плавилась полевые шпаты, а при $T > 1250^\circ\text{C}$ – кальцит, Al-клинопироксен и другие минералы, что привело к образованию несмесимых расплавов – карбонатного ($\text{CaCO}_3 + \text{CaO}$ или стехиометрического кальцитового) и силикатных. После слияния (коалесценции) силикатных расплавов образовался недосыщенный по кремнезему и обогащенный Ca расплав, из которого формировались мелилит-нефелиновые паралавы. В локальных областях паралав сохранились недоплавленные зерна геленитового мелилита, которые обрастали новой генерацией акерманит-ферроакерманит-алюмоакерманитового состава, формируя зональные микрофенокристы, а также реликты ксенолитов мергелистого известняка, содержащие геленитовый мелилит.

Акцессорная минерализация пород массива Ары-Булак в Восточном Забайкалье.

Породы массива представлены тремя разновидностями: порфиоровые, афировые и переходного типа. Породы разных типов имеют относительно постоянный минеральный состав и отличаются по геохимическим особенностям [50-52]. Главными породобразующими минералами порфиоровых онгонитов являются санидин, альбит и кварц, второстепенными – топаз и Fe-Li-Al слюда. В породах переходного типа интерстиции между вкрапленниками кварца, санидина, альбита и более редкого топаза заполняет фторидно-кальциевая фаза, сложенная микрозернистым агрегатом флюорита с примесью Si и Al, который образовался после кристаллизации F-Ca (флюоритового) расплава [53, 54]. Порфиоровые онгониты и породы переходного типа имеют сходный внешний облик. В афировых породах, развитых в апикальной юго-западной зоне массива, порфиоровые зерна кварца и санидина встречаются крайне редко, а матрикс основной массы сложен мелкозернистым агрегатом F-Ca фазы, игольчатого санидина и топаза с крупными вкраплениями прозопита $\text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{OH})_4$. Альбит в переходных породах и афировой зоне частично, либо полностью замещается F-Ca фазой и/или каолинитом.

Зерна акцессорных минералов размером от первых микрон до десятков микрон находятся в матриксе пород, а также во вкрапленниках топаза и слюды (дигтриоктаэдрической, в т.ч. неизвестной ранее, Rb- и Cs-содержащей) в виде включений. Наиболее распространенными акцессорными минералами во всех разновидностях пород являются W-иксиолит и W-содержащий колумбит (в соответствии с рисунком 22a,b). В породах переходного типа чаще встречаются минералы-концентраторы REE и Y – монацит-(Ce), флюоцерит-(Ce), ксенотим (в соответствии с рисунком 22c,d). В афировых разновидностях обнаружены касситерит, вольфрамит и редкие кальциевые алюмофториды, которые по

соотношению Ca, Al и F соответствуют геарксутиту ($\text{CaAlF}_4\text{OH}\cdot\text{H}_2\text{O}$) (в соответствии с рисунком 22e,f), либо приближаются к карлхинтзеиту ($\text{Ca}_2\text{AlF}_7\cdot\text{H}_2\text{O}$). Во всех породах редко встречаются U- и Th-содержащий циркон, рутил, а в афировых разностях – криолитионит.

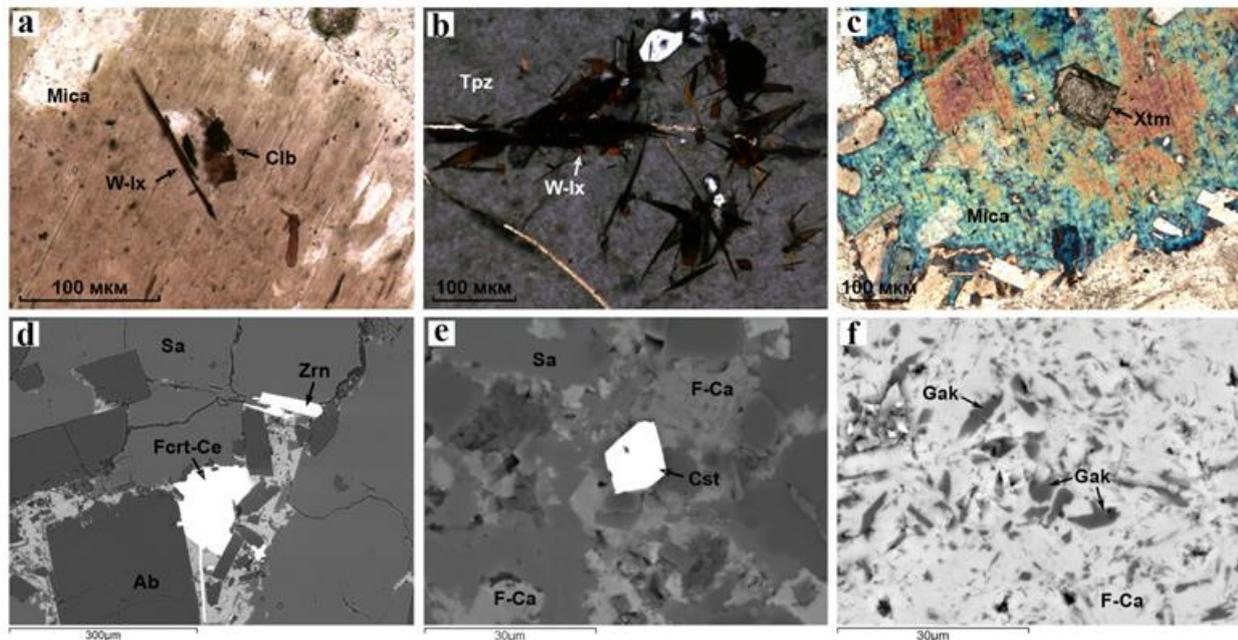


Рисунок 22 – Акцессорные минералы: а – пластинчатое включение колумбита и кристалл игольчатого W-иксиолита в слюде, обр. АРБ-136; б – агрегаты игольчатых кристаллов W-иксиолита в топазе, обр. АРБ-146; в – включение ксенотима в слюде, обр. АРБ-106; д – циркон и флюоцерит-(Ce) в матриксе породы переходного типа, обр. АРБ-353; е – зерно касситерита в матриксе породы переходного типа, обр. АРБ-131; ф – геарксутит в F-Ca фазе из прожилка в афировой породе, обр. АРБ-4. F-Ca – фторидно-кальциевая фаза, Mica – слюда (циннвальдит), Tpz – топаз, Ab – альбит, Sa – санидин, W-Ix – W-иксиолит, Clb – колумбит, Xtm – ксенотим, Zrn – циркон, Fcr-Ce – флюоцерит-(Ce), Cst – касситерит, Gak – геарксутит. Фото шлифов а-с получены при скрещенных поляризаторах в проходящем свете, d-f – BSE изображения

W-иксиолит обычно встречается в виде включений в топазе и слюде, иногда в ассоциации с колумбитом. Минерал имеет небольшие вариации основных компонентов (W, Nb, Fe, Mn), содержит примеси Ta, Ti, Sr и Sc. В W-содержащем колумбите преобладает Nb относительно Ta (54-60 мас. % Nb_2O_5 , 6-9 мас. % Ta_2O_5), содержание WO_3 изменяется от 6.6 до 9.7 мас. %, имеются также примеси Ti, Sc и Sn. Обнаружены две разновидности минерала, отличающиеся по соотношению Mn и Fe, среди которых более часто встречается колумбит-(Mn), $\text{Ta}/(\text{Ta} + \text{Nb}) = 0.13$, $\text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe}) = 0.61$. В касситерите постоянно фиксируются примеси Nb, Ti, W, Zr и Ta. В составе вольфрамита преобладает гюбнеритовый минерал. Для циркона характерны значительные вариации содержаний Th, U и Hf (до 4.1 мас. % ThO_2 , 1.9 мас. % UO_2 и 3.6 мас. % HfO_2), примеси Y и тяжелых REE: 1.4 мас. % Y_2O_3 , 1.1 мас. % Dy_2O_3 , 0.5 мас. % Er_2O_3 , 1.6 мас. % Yb_2O_3 . Суммы анализов циркона намного меньше 100 мас.%, что

может быть следствием его метамиктного состояния. Флюоцерит-(Ce) имеет примеси: до 3.4 мас. % Pr_2O_3 , 7.5 мас. % Nd_2O_3 и 3.7 мас. % HfO_2 . Монацит-(Ce) содержит: 2.1 мас. % Sm_2O_3 , 3.6 мас. % Pr_2O_3 и 9.5 мас. % HfO_2 . Состав геваркутита отличается от стехиометрического повышенными на 5-7 мас. % концентрациями Al, Ca и F. Другой алюмофторид, в отличие карлхинтзеита стехиометрического состава, имеет больше Al и меньше F. Алюмофториды быстро разрушаются под электронным пучком, что подтверждает присутствие в них молекулярной воды.

ВЫВОДЫ

Продолжено изучение минералогических особенностей и условий образования пирогенных пород пирометаморфических комплексов Центральной и Восточной Монголии (Нилгинского и Хамарин-Хурал-Хид), а также вариаций состава второстепенных и аксессуарных минералов пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье).

Получены новые данные по составам Ca-Fe-Mg оливинов (кирштейнита, Са-фаялита, форстерита, монтчеллита) и мелилитов (геленита, акерманита, ферроакерманита) в уникальных по минерально-фазовому составу нефелин-мелилитовых паралавах. Кирштейнит и Са-фаялит кристаллизовались, согласно экспериментально определенной поверхности сольвуса, в температурных интервалах 1050-800°C и 1000-800°C, соответственно. Паралавы и клинкеры пирометаморфических комплексов Монголии формировались в результате высокотемпературного метаморфизма и частичного плавления осадочных пород (мергелистых известняков, аргиллитов-алевролитов) во время многостадийных четвертичных и современных природных угольных пожаров.

Установлено, что основными второстепенными минералами порфириковых онгонитов являются топаз и Fe-Li-Al слюда (ди-триоктаэдрическая, в т.ч. неизвестного ранее состава, обогащенная Rb и Cs). В некоторых разновидностях пород массива интерстиции между порфириковыми вкрапленниками кварца, санидина, альбита и топаза заполняет фторидно-кальциевая фаза, сложенная микрозернистым агрегатом флюорита с примесью Si и Al, который образовался после кристаллизации F-Ca (флюоритового) расплава. Наиболее распространенными аксессуарными минералами во всех разновидностях пород являются W-иксиолит, W-содержащий колумбит, U- и Th-содержащий циркон и рутил. В порфириковых породах с реликтами F-Ca расплава часто встречаются также монацит-(Ce), флюоцерит-(Ce) и ксенотим, а в афировых породах апикальной части массива – порообразующий прозопит, аксессуарные касситерит, вольфрамит, криолитионит и редкие алюмофториды, которые по соотношению Ca, Al и F соответствуют геваркутиту ($\text{CaAlF}_4\text{OH}\cdot\text{H}_2\text{O}$), либо приближаются к карлхинтзеиту ($\text{Ca}_2\text{AlF}_7\cdot\text{H}_2\text{O}$).

Раздел 6 Исследование поведения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем при субдукционном и коллизионном метаморфизме различных ступеней

Субдукционно-аккреционные комплексы, сформированные на конвергентных границах плит, характеризуются присутствием высокобарических пород (эклогитов и глаукофановых сланцев) в ассоциации с серпентинитовым меланжем, метаосадочными и фельзическими породами [55]. В палеосубдукционных комплексах тихоокеанского (океанического) типа высокобарические породы, как правило, представлены метаморфизованными аналогами пород океанической коры (базиты типов N-, T-, E-MORB, ассоциирующие терригенные, силикакластические флишевые метаосадки, глубоководные глины), они генетически связаны с эволюцией палеоокеанов близкого возраста, тогда как для палеозон континентальной субдукции (альпийского типа) может наблюдаться существенное разнообразие как геохимических, так и возрастных характеристик пород, вовлеченных в субдукцию. Вне зависимости от типа субдукционных поясов распространенным является случай совмещения в пределах палеосубдукционных структур пород различной степени метаморфизма. В пределах высокобарического комплекса Алаг-Хадны в юго-Западной Монголии [56, 57] эклогиты совмещены с ортогнейсами и метаосадочными породами, демонстрирующими петрологические индикаторы субдукционного метаморфизма [58], а также породами более низких ступеней метаморфизма (метакарбонатами, амфиболитами). Ранее геохимическими исследованиями показана потенциально единая палеоокеаническая природа амфиболитов и предположено их формирование во внутриокеанической обстановке в венд-раннекембрийское время. Нами на данном этапе были проведены детальные минералогическо-геохимические и изотопные исследования амфиболитов, распространенных крайне локально, что позволило предположить их принадлежность к единому геохимически однородному телу метаморфизованной океанической коры. Это дает возможность исследовать характер поведения Rb-Sr системы на финальном этапе аккреционного метаморфизма и завершения орогенных событий и оценить применимость Rb-Sr систематики для оценки возраста формирования пород.

Амфиболиты образуют протяженные округлые тела (от первых метров до 2 км по удлинению) в карбонатах формации Майхан-Цахир между зоной высокобарических пород и метаперидотитами и являются тектоническими мегабудинами. Стоит отметить, что непосредственного совмещения эклогитов и амфиболитов ни в карбонатах к югу от зоны высокобарических пород, ни в пределах самой зоны не наблюдается: максимально ретроградно преобразованные эклогиты здесь представлены апоэклогитовыми гранатовыми амфиболитами. Сами породы сложены амфиболом (40–70%), клиноцоизитом (20–30%),

плаггиоклазом (20–30%), в ряде случаев кварцем (до 10%) и акцессорными титанитом/рутилом/титаномагнетитом, имеют серо-черный цвет, полосчатую текстуру, от мелко- до среднезернистой структуру с присутствием частых прожилков серицит-кальцит-хлоритового состава. Петрографическое исследование выявило широкий спектр характерных структур и текстур, от массивных и мелкозернистых (зерна до 100 мкм) гранонематобластовых без каких-либо признаков директивности, до заметно ориентированных, нематобластовых и полосчатых, связанных, прежде всего, с ориентировкой амфибола и эпидота-клиноцоизита. В ряде амфиболитов полосчатость сопровождается существенным увеличением крупности зерен (до 1–1.5 мм) как породообразующих амфибола и эпидота-клиноцоизита, так и акцессорного титанита. Признаков мигматизации в породах не наблюдается.

Амфибол относится к Са-группе и по составу варьирует от паргасита до магнезиальной роговой обманки ($^{[B]}Na = 0.07–0.16$, $^{IV}Al = 0.79–1.69$) (в соответствии с рисунком 23). Относительно классификации амфиболов, по [59], фигуративные точки составов лежат преимущественно в поле магнезиальной роговой обманки при $^{[A]}(Na+K+2Ca) = 0.14–0.64$, $^{[C]}(Al + Ti + Fe^{3+}) = 0.58–1.29$ (в соответствии с рисунком 23б). Содержание Ti (0.02–0.10 форм. ед.) меняется незначительно при более существенных вариациях ^{IV}Al (см. выше) и ^{VI}Al (0.19–0.85 форм. ед.). Рассчитанная железистость ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$) амфиболов находится в пределах 0.18–0.46, при $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ в диапазоне 0.18–0.77. Наблюдаемые тренды и особенности состава типичны для метаморфических амфиболов в метабазах средних ступеней [60–62] и указывают на отсутствие реликтов первично-магматического амфибола. В пределах отдельных образцов амфибол не зонален или слабо зонален, центральные зоны представлены более высокотитанистым и высокоглиноземистым амфиболом. В образцах М16-42 и М16-43 подобная зональность наиболее очевидна ввиду заметного обеднения Al, Na и/или Ti в краевых зонах (в соответствии с рисунком 23). Подобная закономерность, как и общий характер и масштаб вариации состава амфибола, в данных образцах предполагает переуравновешивание первичных амфибол-эпидот-плаггиоклазовых парагенезисов на уровне низкотемпературной эпидот-амфиболитовой фации.

Минералы группы клиноцоизита варьируют по железистости ($Fe^{3+} = 0.37–0.77$ форм. ед., $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al) = 0.13–0.25$) (в соответствии с рисунком 24) и относятся к эпидотам, в редких случаях – к клиноцоизитам ($Fe^{3+} = 0.4–0.5$ форм. ед.). Эпидот-клиноцоизит содержит 0.10–0.35 мас. % MnO, демонстрирует гомогенное распределение пистацитового минала или его рост по мере продвижения к периферийным зонам (выраженное, например, в очевидной зональности в обратно-рассеянных электронах). Умеренно-железистый состав эпидота-клиноцоизита в амфиболитах ($X_{Fe^{3+}} < 0.25$) характерен таковому в амфиболитовой фации [63],

хотя и зависит от общей степени окисления железа в породе. Примечательно, что более высокое содержание Fe^{3+} во внешних зонах зонального эпидота и отдельных замещенных доменах указывает на рост/перекристаллизацию эпидота-клиноцоизита при снижении температуры [63] и/или постепенный рост окислительного потенциала на поздних, низкотемпературных стадиях метаморфизма [64, 65]. Плаггиоклаз обнаруживает значительные вариации по составу (в соответствии с рисунком 24б). В образцах с отсутствием признаков наложенных процессов плаггиоклаз представлен олигоклаз-андезином (An_{24-36}). Во многих случаях по первичному олигоклаз-андезину развивается вторичный плаггиоклаз от существенно более кислого состава до альбита (An_{2-10}) или альбит-эпидот-серицитовый агрегат. Амфиболиты с преобладанием кислого плаггиоклаза характеризуются присутствием кварца и, отмеченным выше, изменением состава амфибола в сторону тремолита/ферроактинолита (более высокого SiO_2 и низких Al_2O_3 и Na_2O).

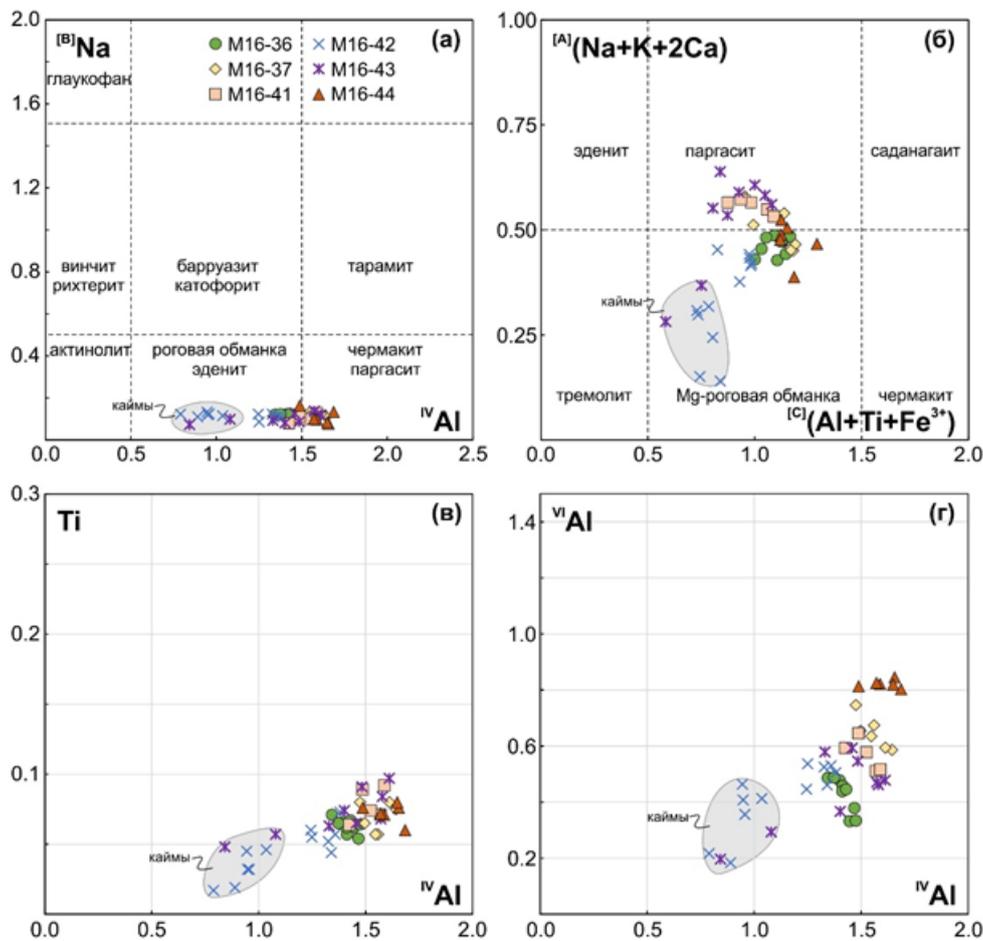


Рисунок 23 – Состав амфиболов в изученных амфиболитах

Минералы группы клиноцоизита варьируют по железистости ($Fe^{3+} = 0.37-0.77$ форм. ед., $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al) = 0.13-0.25$) (в соответствии с рисунком 24а) и относятся к эпидотам, в редких случаях – к клиноцоизитам ($Fe^{3+} = 0.4-0.5$ форм. ед.). Эпидот-клиноцоизит содержит 0.10–

0.35 мас. % MnO, демонстрирует гомогенное распределение пистацитового минала или его рост по мере продвижения к периферийным зонам (выраженное, например, в очевидной зональности в обратно-рассеянных электронах). Умеренно-железистый состав эпидота-клиноцоизита в амфиболитах ($X_{\text{Fe}^{3+}} < 0.25$) характерен таковому в амфиболитовой фации [63], хотя и зависит от общей степени окисления железа в породе. Примечательно, что более высокое содержание Fe^{3+} во внешних зонах зонального эпидота и отдельных замещенных доменах указывает на рост/перекристаллизацию эпидота-клиноцоизита при снижении температуры [63] и/или постепенный рост окислительного потенциала на поздних, низкотемпературных стадиях метаморфизма [64, 65]. Плаггиоклаз обнаруживает значительные вариации по составу (в соответствии с рисунком 24б). В образцах с отсутствием признаков наложенных процессов плаггиоклаз представлен олигоклаз-андезином (An_{24-36}). Во многих случаях по первичному олигоклаз-андезину развивается вторичный плаггиоклаз от существенно более кислого состава до альбита (An_{2-10}) или альбит-эпидот-серицитовый агрегат. Амфиболиты с преобладанием кислого плаггиоклаза характеризуются присутствием кварца и, отмеченным выше, изменением состава амфибола в сторону тремолита/ферроактинолита (более высокого SiO_2 и низких Al_2O_3 и Na_2O).

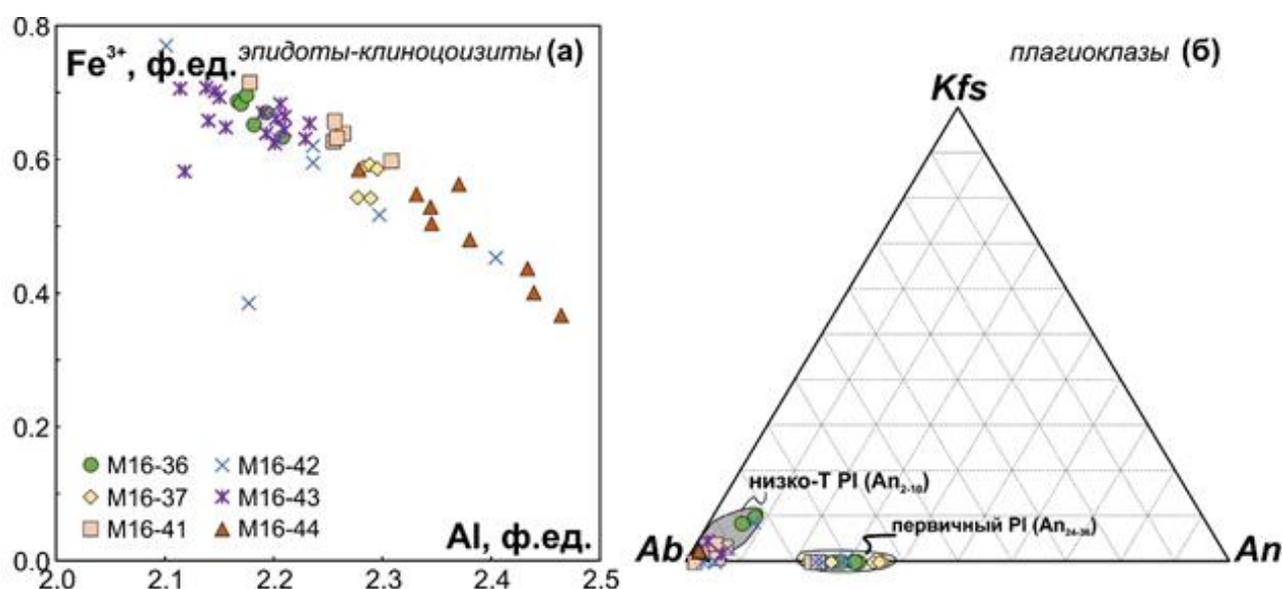


Рисунок 24 – Состав эпидота-клиноцоизита (а) и плаггиоклаза (б) в изученных амфиболитах

Минералы *Ti* в амфиболитах представлены аксессуарными титаномagnetитом, рутилом и титанитом. *Титаномagnetит* (13.2–19.2 мас. % TiO_2) обнаружен в одном образце с наиболее массивной и мелкозернистой структурой (обр. M16-36). В двух образцах (M16-41, M16-42) наблюдается *титанит* (0.80–1.80 мас. % Al_2O_3). В образцах M16-37 и M16-43

выявлены рутил (0.56–0.93 мас. % FeO) и титанит (0.96–1.33 мас. % Al₂O₃, 0.13–0.17 мас. % F, 0.13–0.20 мас. % P₂O₅), причем последний присутствует как в виде отдельных зерен, так и в виде кайм замещения/обрастания рутила. В амфиболите, обр. М16-44, обнаружен только рутил.

Исследованные амфиболиты имеют ограниченные минеральные ассоциации, которые, к примеру, в отсутствие граната исключают достоверное определение температуры и давления. Наблюдаемая ассоциация (кислый-средний плагиоклаз + эпидот-клиноцоизит + Са-амфибол) в отсутствие хлорита соответствует высокобарической зоне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма [66, 67]. Состав амфиболов, в частности степень чермакитового и глаукофанового изоморфизма, зависит от степени метаморфизма, что приводит к росту содержаний Ti, ^{VI}Al, ^[A]Na с ростом температуры и ^{VI}Al и ^[M4]Na с ростом давления [60, 61, 68, 69, 70]. В настоящей работе оценки *P-T* параметров получены по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [71]. Применимость последнего, однако, ограничена ввиду (1) присутствия свободного кварца, участвующего в амфиболобразующих реакциях, только в двух образцах, (2) повсеместного замещения первичного плагиоклаза (присутствие двух генераций плагиоклаза или полное отсутствие андезин-олигоклаза) и (3) потенциально неравновесного характера ассоциации позднего амфибола с альбитом. Следствием этого могут являться несколько завышенные значения температур (в расчете на давление 7 кбар), полученные по всем бескварцевым амфиболитам (~690–750°C для обр. М16-36, 650–730°C для обр. М16-37, 680–710°C для обр. М16-41), чуть более низкие значения 640–690°C для обр. М16-42 с единичными зернами кварца, и отсутствие нормальных оценок для кварцсодержащих амфиболитов (образцы М16-43, М16-44), где плагиоклаз представлен исключительно альбитом. Серия *P-T* оценок, полученных по составу амфибола с использованием геотермобарометров, согласно [60], в модифицированном виде по [61], сосредоточены в относительно узком диапазоне более умеренных температур (570–630°C) и давлений (4–7 кбар), с более низкими параметрами, характерными для бедных Al и Ti кайм двух образцов М16-42 и М16-43 (500–550°C, 3–4 кбар) (в соответствии с рисунком 25).

О потенциальной роли снижения температуры свидетельствуют вариации составов амфибола и плагиоклаза, хотя равновесность того или иного амфибола с плагиоклазом конкретного состава в изученных амфиболитах напрямую оценить было проблематично. Тем не менее по трендам изменения состава двух минеральных фаз можно предположить, что наиболее глиноземистые (^{IV}Al > 1.3 форм. ед.) роговые обманки могли формироваться в равновесии с наиболее кальциевыми (более 20% анортита) олигоклаз-андезинами в температурном интервале 600–650°C.

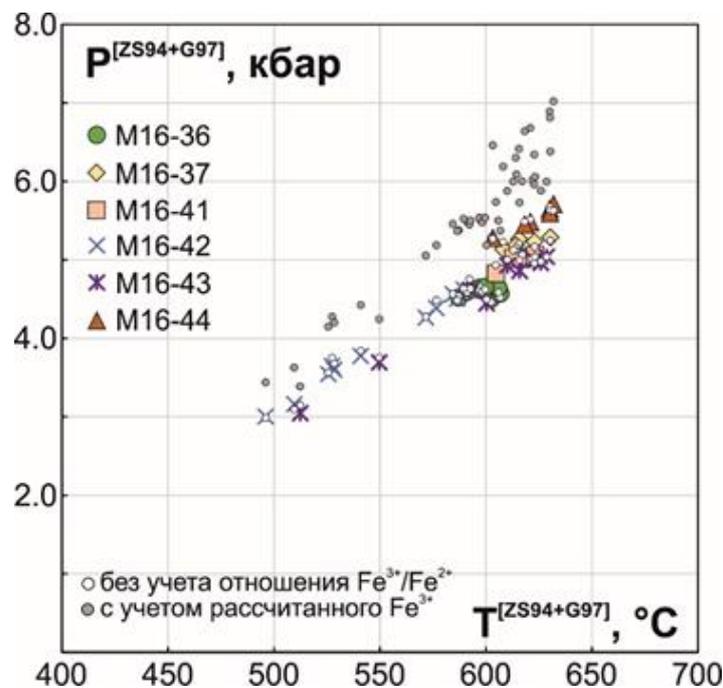


Рисунок 25 – P-T оценки для амфиболитов на основе амфиболового геотермобарометра ZS94 [61] и G97 [60]

Частичное переуравновешивание при более низких температурах в эпидот-амфиболитовой фации могло происходить в ассоциации наиболее натрового плагиоклаза с наиболее кремнеземистым амфиболом. Отсутствие амфиболов ряда тремолит–актинолит, которые могли быть равновесны с альбитом, в виде кайм или самостоятельных индивидов/агрегатов может свидетельствовать как раз о незавершенном процессе. Кроме того, для пород средних ступеней метаморфизма неоднократно описаны сопутствующие деформациям растворения/переотложения вариации состава основных породообразующих фаз, включая амфибол, плагиоклаз и эпидот-клиноцоизит [72, 73]. Интенсивно проявленные как в эклогитах, так и ассоциирующих породах деформации, таким образом, могли выступать катализатором процесса переуравновешивания на регрессивной стадии.

В исследованных амфиболитах фазой-концентратором Ti в большинстве случаев является титанит, однако в ряде случаев есть свидетельства замещения титанитом рутила. Присутствие реликтов рутила в некоторых амфиболитах указывает на то, что породы подверглись метаморфизму повышенных давлений, однако конкретные границы областей устойчивости рутила и титанита зависят от валового состава пород, в том числе известковистости [74], магниальности пород, а также содержания в ней SiO₂. В частности, равновесие рутил–титанит в породах средних ступеней метаморфизма, согласно [75], определяется реакциями с сопутствующим участием граната и без него:





Согласно ранним экспериментальным данным для метабазитов [75, 76] в области умеренных температур (500–700°C) реакция перехода рутил–титанит проходит в диапазоне 12–14 кбар, и, следовательно, титанит может быть продуктом ретроградного преобразования более высокобарических пород. Тем не менее для усредненного состава базальтов СОХ и частных примеров для базитов схожего состава *P-T* моделирование указывает на появление рутила при тех же умеренных до высоких температур 500–700°C, но при заметно более низких давлениях 7–8 кбар [63]. Подобные результаты согласуются с таковыми термобарометрических исследований эпидот-клиноцоизитовых амфиболитов [75], по результатам которых *P-T* условия равновесия рутилсодержащих разностей амфиболитов широко варьируют (~500–780°C, 7–12 кбар) и значительно перекрываются с *P-T* параметрами, определенными для титанитсодержащих пород (~500–650°C, 5–11 кбар). Таким образом, реликты рутила в ядерных частях зерен титанита, обнаруженные в некоторых из изученных образцов, могут указывать на давление более 5–7 кбар, что согласуется с пиковыми *P-T* условиями, восстановленными по амфибол-плаггиоклазовым парагенезисам (вероятно, до ~7 кбар и не более ~650°C). Приведенные литературные данные указывают на то, что более высокие *P-T* параметры, в частности более высокие давления, для образования рутила не требуются. Поле стабильности граната в амфиболитах обычно шире, чем у рутила, и распространяется в область сравнительно более низких давлений. Вместе с тем появление граната в метабазитах, близких к базальтам СОХ, при ~500–800°C связано с реакциями, затрагивающими низкотемпературный амфибол и эпидот-клиноцоизит при переходе от эпидот-амфиболитовой к эклогитовой фации при ~8–10 кбар [67, 70, 76], что даже несколько выше величин, характерных для рутила. Таким образом, отсутствие в наблюдаемых парагенезисах реликтов граната или его низкобарических псевдоморфоз (например, плаггиоклаз-роговообманковых или кварц-клиноцоизитовых) в присутствии реликтов рутила предполагает метаморфическую эволюцию пород вне области высоких давлений, не выше ~7 кбар.

Изученные амфиболиты характеризуются довольно ограниченным диапазоном содержания $\text{SiO}_2 = 48.0\text{--}51.0$ мас. % и суммы щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) = 2.07–2.85 мас. %, низко-умеренным $\text{TiO}_2 = 0.49\text{--}1.45$ мас. % и $\text{Mg}\# = 0.44\text{--}0.52$, которые соответствуют низкотитанистым железистым толеитам. Магнезиальность пород ($\text{Mg}\# = 0.30\text{--}0.38$) соответствует наименее магнезиальным эклогитам, при этом для амфиболитов с наименьшим содержанием магния (MgO менее 6 мас. %) характерны наибольшие отклонения от состава эклогитов (в соответствии с рисунком 26), в частности повышенные содержания Al_2O_3 , CaO и, напротив, пониженные FeO и TiO_2 . При малых вариациях

петрохимических характеристик, изученные породы имеют вариативные редкоэлементные характеристики (в соответствии с рисунком 26). В амфиболитах установлены два типа распределения РЗЭ: с обеднением ($(La/Yb)_N$ 0.79–0.82) и обогащением ($(La/Yb)_N$ 2.31–2.99, $(La/Sm)_N$ 1.89–2.24) легкими РЗЭ относительно тяжелых (в соответствии с рисунком 26). Нормированные содержания HREE соответствуют 20–30 хондритовым уровням, что выше, чем в типичных N-MORB и E-MORB. Исключение представляет один обр. М16-42 с $Yb_N \sim 14$, что ниже по сравнению с N-MORB. Во всех образцах, за исключением обр. М16-42, установлен Eu-минимум. Для двух образцов (М16-36, М16-42) с массивной текстурой без значительного присутствия эпидота-клиноцоизита характерны спектры с обеднением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($(La/Yb)_N$ 0.79–0.82), положительным или пологим распределением легких РЗЭ ($(La/Sm)_N$ 0.83–1.09) и слабой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.86–0.94$) (в соответствии с рисунком 26а). На спектрах распределения несовместимых элементов (в соответствии с рисунком 26б) наблюдаются положительные аномалии Th, U, Nb-Ta, Zr-Hf и отрицательная по Ti, а также относительное обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb и Ba). Распределение остальных элементов этой группы не одинаково в рассматриваемых образцах. В амфиболите, обр. М16-36, присутствуют минимумы по Sr, K и максимум по Pb. Образец М16-42 имеет обратные (положительные) аномалии по K, Pb и Sr. Для четырех остальных образцов М16-37, М16-41, М16-43, М16-44, характеризующихся различной степенью полосчатости, наблюдается обогащение легкими РЗЭ относительно N-MORB и E-MORB (в соответствии с рисунком 26в) ($(La/Yb)_N$ 2.31–2.99, $(La/Sm)_N$ 1.89–2.24), фракционирование средних РЗЭ относительно тяжелых с $(Sm/Yb)_N$ в пределах 1.16–1.34, Eu, Sr и Ti-минимумы, обогащение Th и U (за исключением одного образца) и обогащение Nb и Ta относительно легких РЗЭ (в соответствии с рисунком 26г), схожее с наблюдаемым для обр. М16-36 (в соответствии с рисунком 26б). Кроме того, наблюдаются минимумы по K, Ba и максимум по Pb, за исключением образца М16-37, для которого характерен минимум по Pb.

Амфиболиты характеризуются узким диапазоном первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7057–0.7097), рассчитанных на возраст 550 млн лет (предполагаемый возраст аккреционных событий), при более заметных вариациях измеренных отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0.0863–0.2756) (в соответствии с рисунком 27). Изотопный состав Nd варьирует более существенно – $\epsilon_{Nd}(550)$ от +5.1 до -9.1. Соответствующие значения модельного возраста T_{DM} реалистичны только для трех образцов (808–1418 млн. лет), тогда как оценки двухстадийного возраста для пяти из шести образцов довольно близки – 817–1134 млн. лет, а наиболее древний возраст (1930 млн. лет) установлен для образца с наименее радиогенным составом Nd.

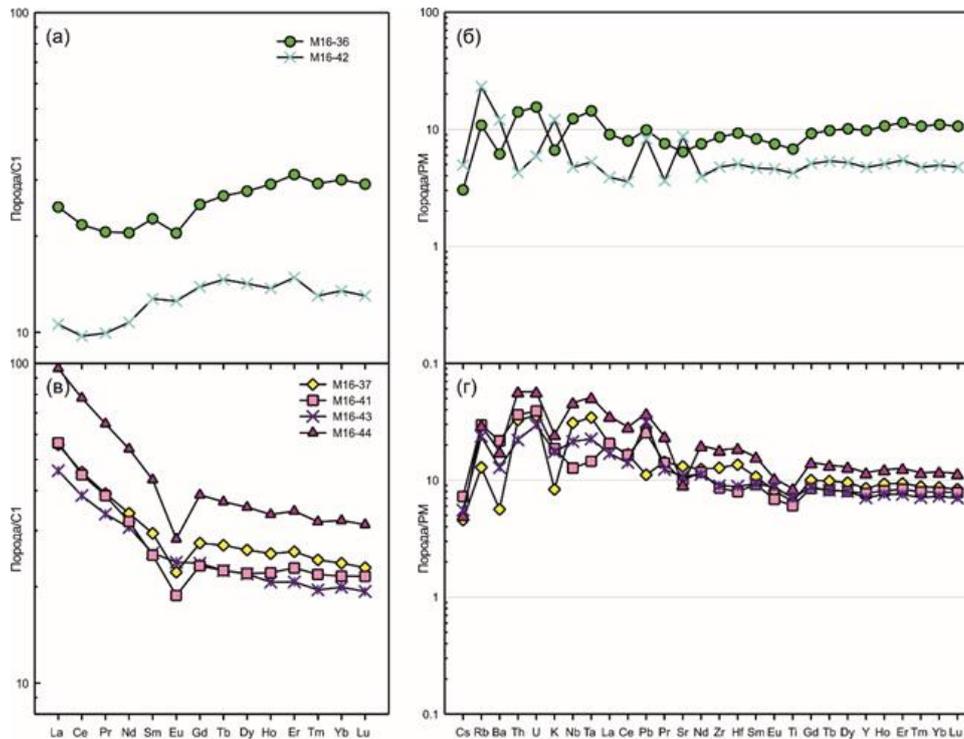


Рисунок 26 – Спектры распределения редкоземельных (а, в) и редких элементов (б, г) для амфиболитов комплекса Алаг-Хадны

Амфиболиты имеют существенные вариации по крупноионным элементам, выраженным в значениях отношений Sr/Nb и Rb/Sr (в соответствии с рисунком 28в,г), а также по отношению к менее мобильным элементам, например Th или легким РЗЭ (в соответствии с рисунком 28а,б). В породах средних ступеней метаморфизма крупноионные литофильные элементы распределены между плагиоклазом и амфиболом, а содержание Sr наиболее значительно в плагиоклазе. Большинство изученных амфиболитов содержат плагиоклаз двух генераций: обогащенный анортитом ($X_{An} > 0.2$) и альбит с примесью K_2O , частично (в виде кайм) или полностью замещающий исходный плагиоклаз. Ранее было неоднократно показано, что преобразование пород океанической коры в низкотемпературных условиях, вплоть до зеленосланцевой фации, может приводить к потере Sr и других флюидомобильных элементов в связи с замещением первично-магматического или более высокотемпературного метаморфического, богатого анортитом плагиоклаза [77]. Таким образом, вариации содержаний Rb и Sr могут быть обусловлены преобразованием исходного основного-среднего плагиоклаза и отражать подвижность крупноионных литофильных элементов как при флюидном метасоматозе протолита, так и при ретроградном преобразовании самих амфиболитов.

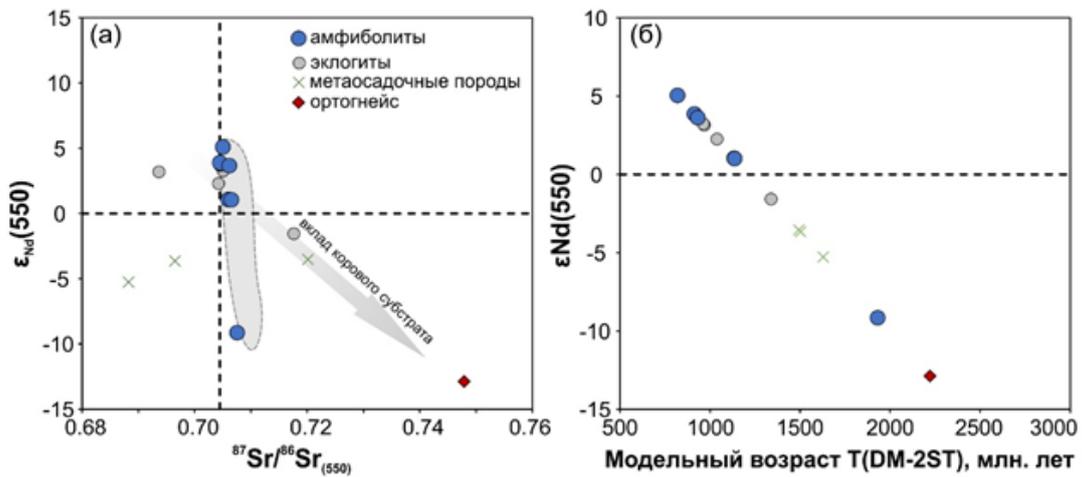


Рисунок 27 – Изотопные характеристики Nd и Sr для изученных амфиболитов.

Для сравнения приведены изотопные характеристики эклогитов и ассоциирующих фельзических и метасадочных пород комплекса Алаг-Хадны [57]

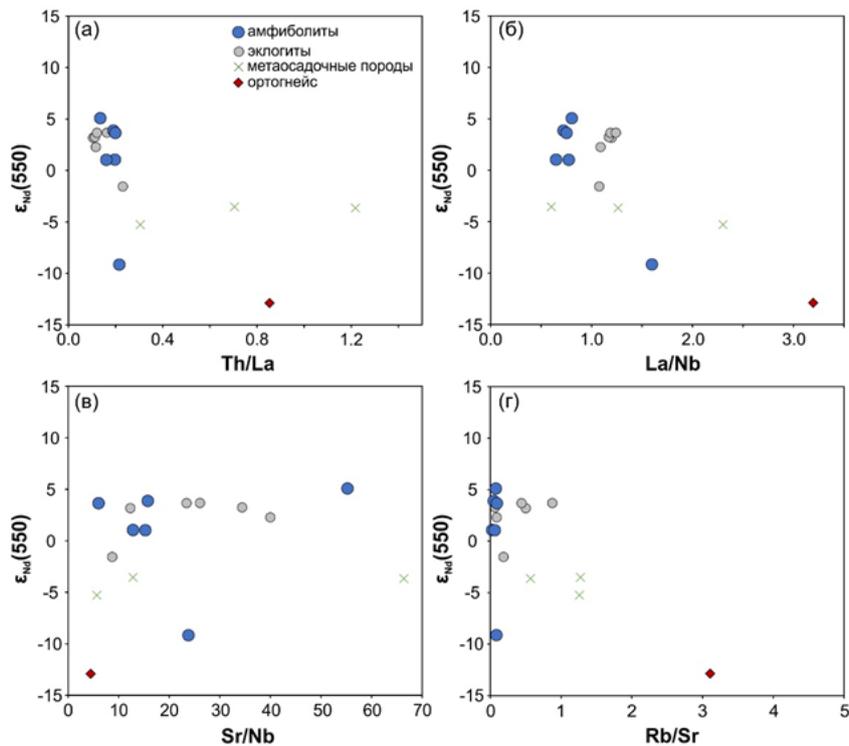


Рисунок 28 – Соотношение между изотопными характеристиками Nd и индикаторными элементными отношениями в амфиболитах (данные текущего исследования) и в высокобарических породах комплекса Алаг-Хадны [57]

С другой стороны, несмотря на ограниченное число исследованных образцов, амфиболиты обнаруживают существенные вариации геохимических характеристик. Причины столь значительных вариаций могут заключаться в (1) совмещении в рамках аккреционной структуры пород исходно различного состава (от деплетированных, близких к N-MORB, до обогащенных базитов, близких к E-MORB и континентальным базитам), (2)

влиянии внутрикоревой контаминации расплавов, (3) фракционировании расплавов или комбинации двух последних факторов. Амфиболиты имеют содержание TiO_2 (на уровне типичных MORB, ~1.5 мас. %), а также близкие к N-MORB содержания SiO_2 (в пределах 49–51 мас. %), Na_2O (~2 мас. %) при систематически более высоком содержании FeO (>11 мас. %). Породы имеют магнезиальность ниже, чем в примитивных расплавах MORB (#Mg 47.3–52.3), следовательно, их составы не соответствуют первичным расплавам и могут быть результатом фракционирования расплавов в процессе кристаллизации оливина, плагиоклаза и Ti-магнетита. Следствием этого могут быть высокие содержания тяжелых РЗЭ и отрицательные аномалии Eu и Ti в породах. Относительно других пород протолит амфиболита, обр. М16-42, мог быть обогащен минералом с низкими содержаниями РЗЭ, например плагиоклазом. Это подтверждается высоким содержанием в породе Al_2O_3 и положительными аномалиями Rb и Sr, тогда как отсутствие положительной аномалии Eu может быть связано с интрузивной, а не эффузивной природой протолита амфиболита.

Дискриминационные диаграммы, основанные на содержании немобильных при метаморфических преобразованиях компонентов [78, 79], позволяют классифицировать все образцы амфиболитов как толеитовые базальты. На диаграмме Th_N-Nb_N точки составов амфиболитов лежат в области океанических базальтов, причем деплетированные легкими РЗЭ амфиболиты – в поле N-MORB, а обогащенные – в перекрывающихся полях E-MORB и P-MORB. Дополнительное нормирование содержаний редких элементов к Yb_{N-MORB} позволяет минимизировать эффект фракционирования [80] и указывает на близость деплетированных легкими РЗЭ амфиболитов к N-MORB по всем характеристикам за исключением обогащения Th и U. Обогащение амфиболитов консервативными Th, Nb и Ta должно отражать состав источника плавления при образовании их протолитов. Таким образом, протолиты деплетированных амфиболитов не могли образоваться только при участии деплетированного мантийного источника. Нормированные к N-MORB и Yb_{N-MORB} составы обогащенных легкими РЗЭ амфиболитов комплекса Алаг-Хадны (образцы М16-37, М16-43, М16-44) подобны E-MORB. Контаминация базитовых, подобных MORB, расплавов коровым субстратом должна сопровождаться проявлением минимумов по высокозарядным элементам (прежде всего, Nb-Ta и Ti) относительно РЗЭ, и соответствующим увеличением значений элементных отношений, в частности Th/La, La/Nb, Sr/Nb, что в общем случае не характерно для изученных пород. Подтверждением этому выступает отсутствие корреляции между изотопным составом Nd и вышеобозначенными отношениями в исследованных породах и, напротив, типично радиогенный состав Nd в амфиболитах, наиболее обогащенных легкими РЗЭ (к примеру, в обр. М16-44). Кроме того, низкая щелочность и титанистость амфиболитов также не типична для континентальных толеитов. Таким образом,

систематически повышенное содержание крупноионных литофильных элементов, Th и U может быть отчасти обусловлено процессами генерации исходных расплавов. Вместе с тем среди эклогитов и амфиболитов присутствуют образцы с отношением Th/Nb выше, чем в MORB [80], а также единичные образцы с минимумами Nb-Ta и нерадиоактивным изотопным составом Nd ($\epsilon_{Nd}(T) < 0$). Такие особенности могут быть объяснены контаминацией исходных расплавов континентальной корой. Кроме того, обогащение амфиболитов и эклогитов всех выделенных геохимических типов по Th, U и в – в разной степени – Nb и Ta по сравнению с базитами типа MORB свидетельствует о потенциальном участии в процессе плавления вещества литосферной мантии.

ВЫВОДЫ

Исследованиями, таким образом, показано, что изотопная систематика как Rb-Sr, так и более консервативных Sm-Nd является крайне неоднородной и обусловленной целым рядом факторов, включающих (1) гетерогенность родоначальной неопротерозойской мантии для протолита амфиболитов, (2) мантийно-коровое взаимодействие, в том числе ограниченное обогащение мантийных расплавов за счет рециклинга корового материала или контаминации, и (3) процессами метаморфогенного или деформационного преобразования, способствовавших рекристаллизации пиковых минеральных парагенезисов и подвижности отдельных групп элементов. В подобных условиях использование Rb-Sr систематики для ограничения возраста метаморфических событий не представляется возможным.

Раздел 7 Выявление роли процессов рециклинга литосферного вещества в формировании специализированных источников магм в субдукционных и внутримитных палеогеодинамических обстановках

Исследования были направлены на оценку геохимических эффектов при ультраметаморфизме пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (производные слэбовых магм), влияющих на мобильность химических элементов главных изотопных пар (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd).

Породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ) слагают значительный объем докембрийской коры континентов. Они формировались начиная с палеоархейского времени [81, 82] и несут важную генетическую информацию о первых этапах становления Земли как планеты, что подчеркивает актуальность их изучения.

Для получения генетической информации о процессах корообразования обычно используются модели основанные на геохимических и изотопных характеристиках этих пород. Многие авторы рассматривают характеристики пород ТТГ ассоциации как первичномагматические, используя для объяснения их генезиса и оценки параметров корообразования модели магматической петрологии [83, 84, 85]. Однако, за редким исключением [86], в большинстве изученных объектов породы ТТГ ассоциаций подверглись метаморфизму амфиболитовой и гранулитовой фаций [83, 85], что явно должно привести к изменению их первичной геохимической и изотопной характеристик. В связи с этим возникает вопрос: является ли их геохимическая и изотопная характеристики первичными?

Выполненная работа акцентирует внимание на этой проблеме и посвящена оценке геохимических эффектов при метаморфизме пород ТТГ ассоциации на примере пород Гарганской глыбы (Восточный Саян), расположенной в верховьях рек Ока, Белая, Иркут, Китой, левых притоков р. Ангара.

Гарганская глыба выходит на поверхность в ядре антиклинорной структуры, расположенной на восточной границе Тувино-Монгольского микроконтинента [87]. Она сложена породами ТТГ ассоциации, амфиболитами, калиевыми гранитами. Возраст пород, оцененный наиболее корректным методом (U/Pb по цирконам [88]), составил 2727 \pm 6 млн. лет, а возраст метаморфизма - 2664 \pm 16 млн. лет [86].

Среди пород ТТГ ассоциации выделяются амфибол-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы (тоналиты и трондьемиты). Они повсеместно мигматизированы, количество неосомы в них колеблется от 2 (метатектиты) до 30 (строматические метатектиты со следами «тока»), 50 и более % (диатектиты). Часть пород сохранила первичные магматические

структуры и первичные магматические минералы. Составы этих пород близки к первичномагматическим.

Метаморфические преобразования выражены в дегидратационном плавлении биотита, с образованием магнетита и калиевого полевого шпата, реже клинопироксена и граната. Стабильность амфибола и ассоциация породообразующих и новообразованных минералов позволила оценить Р-Т параметры метаморфизма. Для этого были использованы результаты моделирования дегидратационного плавления пород ТТГ ассоциации из работы [89]. По нашим данным, вариации Т и Р составили 800-870^oС, 7,5-11 кбар, что соответствует верхам амфиболитовой, низам гранулитовой фации метаморфизма.

Для оценки геохимического эффекта метаморфизма нами использовалась геохимическая характеристика пород (59 проб) в сочетании с полученными при петрографическом изучении оценках количества новообразованных минералов (неосома), проявлений процессов сегрегации темноцветных минералов (меланосома), наличия кумуляционных и магматических структур. С использованием критериев изложенных в работе [90], были выделены породы: (1) потерявшие вещество в результате частичного плавления (обогащение темноцветными минералами, плагиоклазом, остатки продуктов плавления в межзерновом пространстве, кумуляционные структуры); (2) аккумуляровавшие вещество, в результате отложения новообразованных минералов (калишпат, плагиоклаз, кварц); (3) претерпевшие минимальные изменения при метаморфизме (отсутствие признаков плавления, наличие магматических структур, первичных магматических минералов).

Геохимические спектры пород, разделенные на описанные выше группы, приведены на Рисунке 29. Условно, диаграмма делится на две части линиями геохимических спектров наименее преобразованных тоналитов и трондjemитов, характеризующих первичную геохимическую характеристику пород. Выше этих линий лежат геохимические спектры пород с кумулятивными структурами (потерявшие вещество в процессе метаморфизма). Ниже, геохимические спектры пород обогащенных неосомой (аккумуляровавших вещество в процессе метаморфизма). Крайнее проявление этого процесса иллюстрируют спектры биотит-амфиболового кумулата (шпир) и кварц-плагиоклазовой лейкосомы, также приведенные на диаграмме.

Диаграмма иллюстрирует, что потеря вещества одними породами и его сегрегация в других, имеет значительный геохимический эффект, приводящий к трансформации первичных составов пород ТТГ ассоциации. Породы потерявшие вещество обогащены большинством элементов из приведенного списка (концентрируются в темноцветных и аксессуарных минералах), породы аккумуляровавшие вещество содержат меньшее их количество (обогащены полевыми шпатами, кварцем/неосомой).

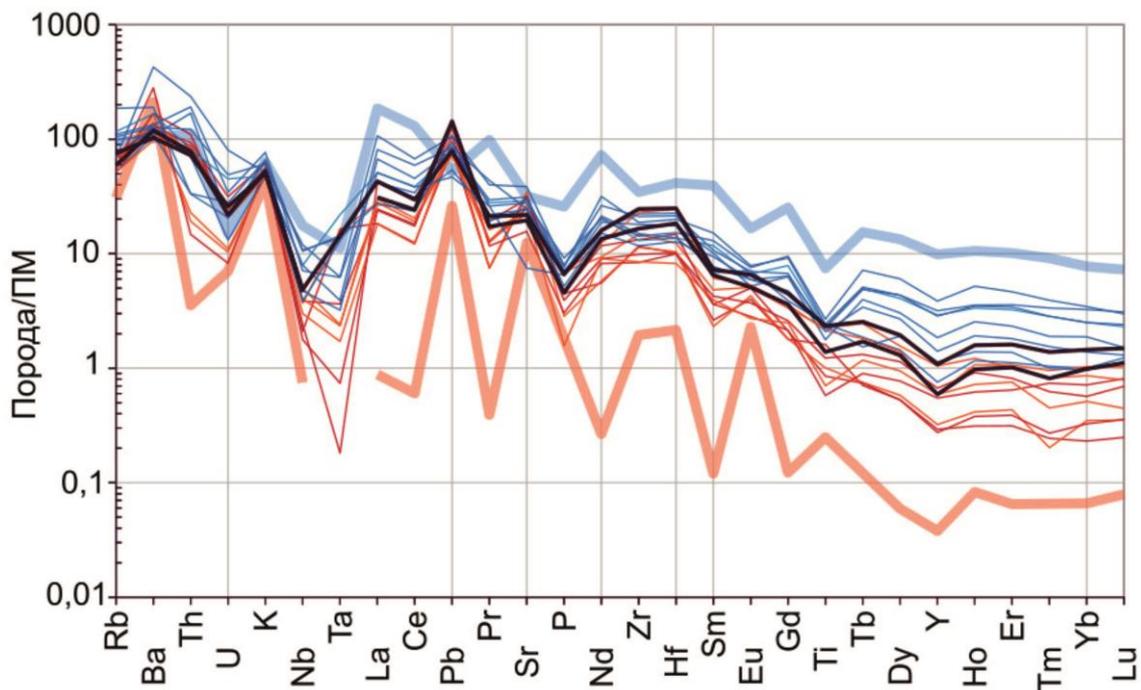


Рисунок 29 – Геохимические спектры мигматизированных пород ТТГ ассоциации Гарганской глыбы

Черными линиями даны спектры тоналитов и тронджемитов несущих минимальные следы эндогенных преобразований (наиболее близки первичным магматическим породам). Геохимические спектры выделенные синим цветом – породы потерявшие вещество при метаморфизме («кумуляты»), красным цветом, породы аккумулировавшие вещество при метаморфизме (строматические метатектиты, диатектиты). Толстой голубой линией дан состав биотит-амфиболового шлира (крайняя степень «потери» материала), толстой розовой линией дан состав кварц-плагиоклазовой неосомы (оценка состава экстрагированного вещества)

Особенно заметно фракционирование редкоземельных элементов, Pb, Rb, Th, U, Nb, Ta – химических элементов главных изотопных пар и химических элементов используемых для классификации пород ТТГ ассоциаций. К примеру, геохимические спектры средних значений концентраций рассчитанных для выделенных групп (не приведено на диаграмме) будут полностью соответствовать: потерявшие вещество - геохимическим спектрам низкобарических, наименее преобразованные породы среднебарических, аккумулировавших вещество высокобарических пород ТТГ ассоциаций в классификации [85]. Подобное сочетание пород в единой толще может, при случайном опробовании, привести к неверным генетическим выводам и геодинамическим построениям.

Подвижность химических элементов главных изотопных пар (U/Pb, Nd/Sm) может быть проиллюстрирована с использованием изотопных характеристик этих пород. Для оценки вариаций в U/Pb изотопной системе, возникающие при метаморфизме пород, были выделены цирконы из амфибол-биотитового (строматического метатектита с 30 % неосомы) и биотитового (диатектита с 60% неосомы) плагиогнейсов. Аналитические работы были

выполнены методом LA-ICP-MS, в геологическом институте СО РАН, г.Улан-Удэ, методические подходы изложены в работе [91].

В обеих породах выделяются две морфологические разновидности зерен циркона, длиннопризматические, с магматической зональностью и короткопризматические, с плохо проявленной пятнистой зональностью, часто слагающие каймы вокруг первой морфологической разновидности (в соответствии с рисунком 30а). Большинству цирконов свойственна плохая сохранность, обилие изломанных зерен, наличие залеченных прожилков, свидетельствующее об их сложной геологической истории. Отмечается резкий разброс $^{207}/^{206}\text{Pb}$ датировок даже в пределах зерен единой генетической группы, свидетельствующее об нарушении условий закрытости изотопной системы.

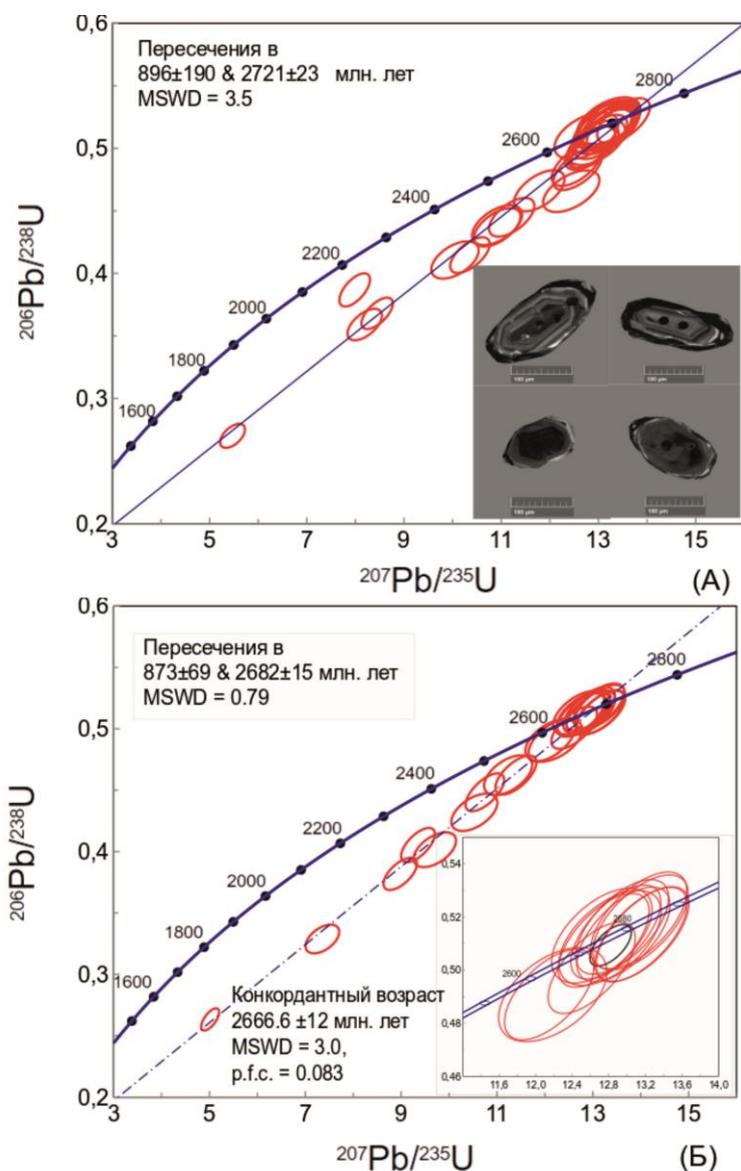


Рисунок 30 – U-Pb диаграммы с конкордией (пояснения в тексте)

Рассчитанная дискордантная датировка для цирконов из строматического метатектита (в соответствии с рисунком 30а) составила 2721 ± 23 млн лет, с довольно большой ошибкой ($MSWD=3,5$). Она близка к датировке из работы [88], однако значительный разброс данных свидетельствует о влиянии эндогенных преобразований на U/Pb изотопную систему.

Дискордантная датировка, полученная по цирконам из диатектита (в соответствии с рисунком 30б), составила 2682 ± 15 , $MSWD=0,79$, что статистически достоверно ниже возраста протолита этих пород [88]. Так как они залегают в единой толще с метатектитами, снижение возраста может быть объяснено изменением пропорции между магматическими и метаморфическими цирконами при увеличении степени метаморфизма (количества новообразованного расплава/неосомы) и потерей радиогенного свинца цирконами первой генерации.

Датировка рассчитанная по конкордантным в пределах ошибки измерения зерен (в соответствии с рисунком 30б, врезка), составляет $2666,6 \pm 12$ млн лет, $MSWD=3$, что неплохо согласуется с возрастом метаморфизма из работы [86].

Приведенный пример показывает, что U/Pb система была нарушена при метаморфизме и степень этого нарушения коррелирует с количеством новообразованных минералов в породах (степенью плавления исходного протолита).

Поведение пар элементов обычно использующихся для получения изохронных датировок (Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf) рассмотрим на примере Sm/Nd системы. Диаграмма приведенная на рисунке 29 иллюстрирует значительное фракционирование химических элементов этих пар при метаморфизме, вызванное разделением концентрирующих их минералов.

Концентрации изотопов Nd были измерены в 6 пробах из этой толщи, по ним получена изохронная датировка 2842 ± 82 млн. лет, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.509041 \pm 0.000068$, $MSWD = 4.5$ [92]. Датировка эта является эрохроной, о чем свидетельствует значительная ошибка, статистически значимое отличие от U/Pb датировки (2727 ± 6), присутствие среди опробованных пород диатектитов, строматических метатектитов, кумулатов, геохимические спектры которых расположены в противоположных зонах на диаграмме (в соответствии с рисунком 29), фиксируя потерю и аккумуляцию вещества.

Формирование подобных изотопных датировок может быть проиллюстрировано с помощью рисунка 31, где приведена модель изотопной системы на возраст метаморфизма (177 млн. лет от времени формирования пород). Модель построена с использованием реальных данных, она показывает формирование «облака изотопных характеристик» в составах пород толщи при метаморфизме (изотопная гетерогенизация исходных пород). Несмотря на то, что разброс изотопных характеристик будет убывать с изменением возраста

пород, величина полученной изохронной датировки и инициальное отношение будут определяться случайным выбором проб из подвергшейся метаморфизму толщи и колебаться в широких пределах.

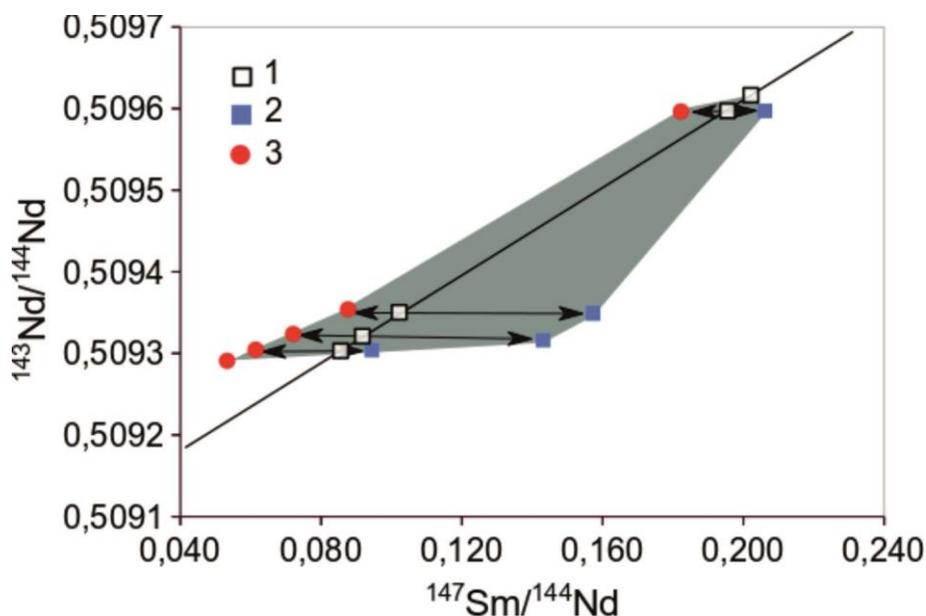


Рисунок 31 – Упрощенная модель, описывающая изменение изотопных характеристик в породах ТТГ ассоциации Гарганской глыбы при ультраметаморфизме

Модель построена с использованием реальных составов пород. Составы пород: 1 — несущие минимальные признаки эндогенных преобразований (оценка составов магматических пород, слева на право: трондъемит, тоналит, тоналит, кварцевый диорит, амфиболовое габбро); 2 — 3 — максимальные вариации Sm/Nd отношений в породах с кумулятивными структурами (2), строматических метатектитов и диатектитов (3). Цвета точек соответствуют цветам геохимических спектров на диаграмме (в соответствии с рисунком 29). Точки первичных составов слагают изохрону на время метаморфизма (177 млн лет после формирования пород, рассчитана с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0 = 0.509041 \pm 0.000068$ [92]). Серым цветом дано «облако составов» пород, формирующееся при метаморфизме. Крайняя левая точка, состав неосомы.

Этот пример наглядно показывает то, что Sm/Nd система претерпевает значительную трансформацию при ультраметаморфизме, полученные изохронные датировки могут не соответствовать времени образования пород, а оценка инициальных изотопных характеристик становится проблематичной. Как и в случае с U/Pb системой, необходимые параметры могут быть оценены, однако это требует дополнительных объемов работ по выделению пород характеризующих исходную толщу.

Полученные нами результаты показывают, что процессы метаморфизма приводят к значительной трансформации геохимической и изотопной характеристик пород ТТГ ассоциации Гарганской глыбы. Без восстановления первичных составов, их геохимические и изотопные характеристики не могут быть использованы в генетических моделях и геодинамических построениях.

Подобное поведение химических элементов также может быть проявлено при метаморфизме пород ТТГ ассоциаций других районов мира, однако этот вопрос не может быть решен на базе литературного обзора и требует специального изучения.

ВЫВОДЫ

Полученные нами результаты показывают, что процессы метаморфизма приводят к значительной трансформации геохимической и изотопной характеристик пород ТТГ ассоциации Гарганской глыбы. Без восстановления первичных составов, их геохимические и изотопные характеристики не могут быть использованы в генетических моделях и геодинамических построениях.

Подобное поведение химических элементов также может быть проявлено при метаморфизме пород ТТГ ассоциаций других районов мира, однако этот вопрос не может быть решен на базе литературного обзора и требует специального изучения.

Раздел 8 Выявление роли корового (базитового, метаосадочного) субстрата в формировании внутриплитного магматизма в связи с процессами высокобарического преобразования субдуцированной литосферы и метасоматоза литосферной мантии карбонатизированными расплавами на примере позднекайнозойского вулканизма Прибайкалья и Монголии

Одними из главных вопросов при разработке моделей развития позднекайнозойского вулканизма во внутриплитной обстановке Центральной Азии являются установление причин внутриплитной активизации, природы и состава источников вещества, а также условий формирования свойственных этой геодинамической обстановке щелочно-базальтовых магм. В последнее время в значительном числе публикаций решение этих вопросов исследователи связывают с процессами рециклинга высокобарически преобразованного вещества субдуцированной океанической коры и с участием в образовании магм карбонатизированной мантии [93].

В отчетный период нами продолжено исследование коллекций геологических материалов по кайнозойским вулканическим ареалам и центрам Южного Прибайкалья и Северной Монголии. Основным итогом проведенных исследований является анализ распределения в вулканических породах элементов платиновой группы (ЭПГ) с целью установления источников магм. Получено 14 спектров распределения ЭПГ для вулканических пород Южного Прибайкалья (вулкан Тумусун) и пород кайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии (плато Хэвэн, р. Аригийн-гол и Дархатская впадина) (в соответствии с таблицей 2). Ранее данные по распределению ЭПГ в кайнозойских базальтах для исследуемой области Центральной Азии (5 образцов) были известны только для пород долинного лавового потока р. Жомболок в Восточном Саяне (коллекция А.В. Иванова, ИЗК СО РАН).

Элементы платиновой группы 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 ими исходных пород [94]. Процессы метасоматоза происходящие в мантии под влиянием расплавов и флюидов, обогащенных карбонатным веществом и поступающих в верхнюю мантию в результате плавления погруженной океанической коры, отражают состав обедненного ЭПГ протолита (эклогитизированных пород). При формировании на этих уровнях базальтоидных расплавов ими наследуются признаки деплетированного в отношении ЭПГ протолита.

Таблица 2 Содержание элементов платиновой группы (ppb) в кайнозойских базальтах Южного Прибайкалья и Северной Монголии

№ обр.	Объект	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	Re
Т-10-26	вулкан	0.005	0.018	0.291	0.196	0.248	0.183
БД-4002	Тумусун, хр.	0.005	0.010	0.016	0.102	0.092	0.122
БД-4048	Хамар-Дабан	0.010	0.014	0.350	0.084	0.042	0.162
БД-3433	плато Хэвэн,	0.015	0.011	0.114	0.147	0.088	0.099
БД-3780	С. Монголия	0.031	0.021	0.112	0.039	0.075	0.135
БД-4308	р. Аригийн,	0.013	0.018	0.018	0.052	0.053	0.083
БД-4346	С. Монголия	0.020	0.021	0.140	0.551	0.268	0.098
БД-4405		0.004	0.020	0.007	0.041	0.054	0.157
БД-4422		0.005	0.012	0.401	0.152	0.083	0.097
БД-4432	Дархатская	0.012	0.022	0.034	0.086	0.022	0.285
БД-4435	впадина,	0.004	0.003	0.007	0.064	0.079	0.170
БД-4438	С. Монголия	0.004	0.010	0.200	0.045	0.045	0.064
БД-4442		0.011	0.006	0.022	0.113	0.075	0.128
БД-4450		0.007	0.009	0.090	0.026	0.024	0.108
ЖМ-04-9		0.034	0.012	0.025	2.500	0.073	0.085
ЖМ-04-9а	р. Жомболок,	0.054	0.003	0.029	0.490	0.054	0.110
ЖМ-04-11	Восточный	0.038	0.010	0.061	0.098	0.037	0.110
ЖМ-04-15	Саян	0.044	0.016	0.010	0.140	0.051	0.160
ЖМ-04-68			0.023	0.030	0.290	0.100	0.150

Примечание к таблице 2. Данные по породам долинного лавового потока р. Жомболок из коллекции А.В. Иванова (ИЗК СО РАН). Остальные – из коллекции авторов. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН по методике [95].

Для проверки этого наблюдения в применении к внутриконтинентальному кайнозойскому вулканизму Южного Прибайкалья и Северной Монголии нами было проведено сопоставление полученных данных о распределении ЭПГ в изученных породах с мантийными перидотитами и пироксенитами, вулканическими породами океанических островов (OIB) и срединно-океанических хребтов (MORB), а также с карбонатитами, эглогитами и кайнозойскими базальтами Китая. Очевидно, что кайнозойские базальтоиды внутриконтинентальных вулканических ареалов отличаются примечательно низкими концентрациями ЭПГ (в соответствии с таблицей 2, рисунками 32-37).

Помимо хондритов и сульфидов, наиболее высокими концентрациями ЭПГ обладают породы литосферной мантии (в соответствии с рисунком 32). Несмотря на широкие вариации содержаний ЭПГ в перидотитах и пироксенитах, представленных мантийными включениями (ксенолитами) в базальтах, кимберлитах, лампроитах, а также породами офиолитовых комплексов, 90% точек составов пород этого типа в координатах (Os+Ir) – (Pt+Pd) располагается в достаточно локализованной области. Кайнозойские базальты Южного Прибайкалья и Северной Монголии отличаются от ультраосновных пород примерно на 2 порядка меньшими концентрациями ЭПГ.

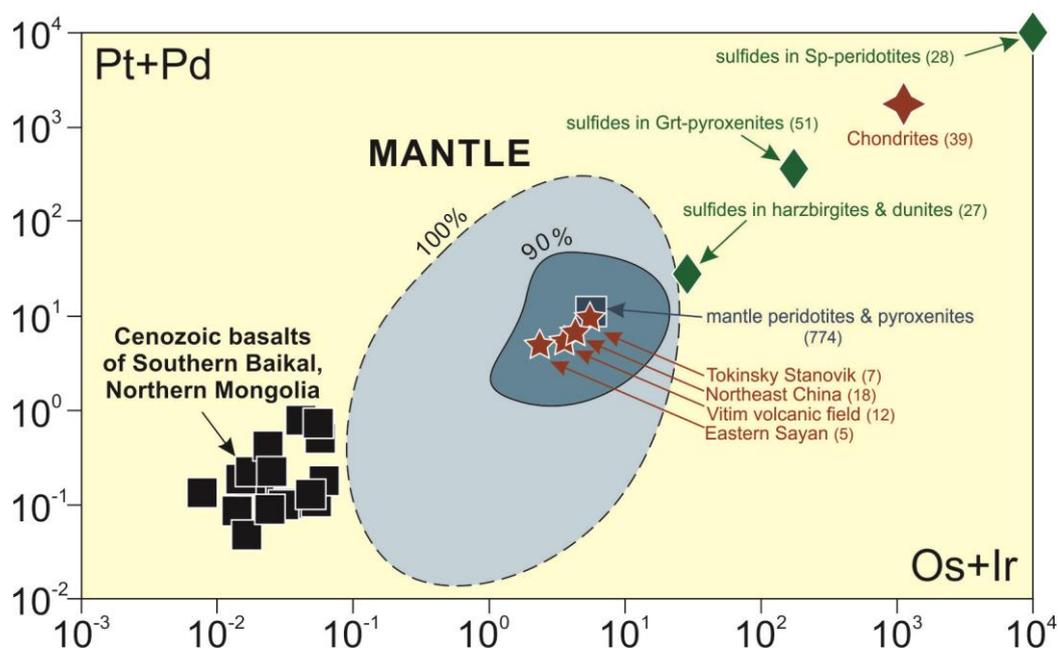


Рисунок 32 – Распределение ЭПГ (ppb) в мантийных включениях из базальтов, кимберлитов, лампроитов, а также в ультраосновных породах офиолитовых комплексов по [97]

Средние составы хондритов приведены по [98], сульфидов из Sp-перидотитов по [99], сульфидов из Grt-пироксенитов по [100], сульфидов из гарцбургитов, дунитов по [101]. Средние составы и поле составов мантийных ксенолитов Мира приведены по [97], мантийных включений из кайнозойских базальтоидов Токинского Становика по [102], Витимского плато по [103], Восточного Саяна по [104], Северо-Восточного Китая по [105]. Точки составов кайнозойских базальтов Южного Прибайкалья и Северной Монголии (черные залитые квадраты) – по данным авторов. В скобках дано количество анализов для расчета среднего

Средние составы перидотитовых включений из кайнозойских базальтов южного обрамления Сибирского кратона близки к среднему составу перидотитов Мира, но, как было показано в работе [104], ксенолиты из базальтов Восточного Саяна имеют несколько более деплетированный состав. Это связывается авторами с процессами метасоматоза мантии под воздействием расплавов и флюидов, отделяющихся от эклогитизированной океанической литосферной плиты, погруженной до уровня переходного слоя мантии.

Нередко составы внутриконтинентальных кайнозойских базальтов сопоставляются с базальтами океанических островов. Подразумевается, что источниками магм этих двух крупнейших геодинамических обстановок являются сходные резервуары – обогащенная мантия EM I или EM II типа и умеренно деплетированная мантия PREMA. Однако по особенностям распределения в них ЭПГ внутриконтинентальные базальты значительно более обеднены этими элементами (в соответствии с рисунком 33). Базальтоиды OIB типа по распределению в породах ЭПГ занимают промежуточное положение между составами пород

литосферной мантии и составами внутриконтинентальных кайнозойских базальтов. Не рассматриваемые здесь базальтоиды крупных изверженных провинций континентов (LIP) по распределению ЭПГ имеют составы как близкие к ОИВ, так и составы деплетированные в отношении этих элементов и сходные с внутриконтинентальными кайнозойскими базальтами.

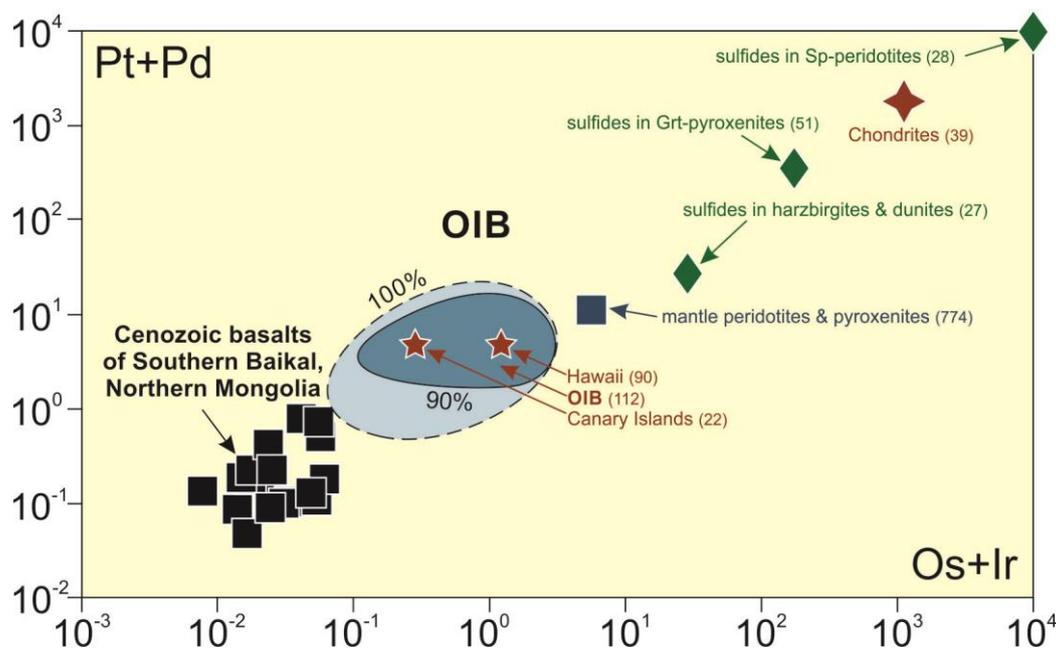


Рисунок 33 – Распределение ЭПГ (ppb) в мантийных включениях океанических островов по [106, 107]

Поле составов ОИВ и средние составы базальтов для Гавайских островов приведены по [106] и для Канарских островов по [107]. Другие обозначения см. на рисунке 32

В поисках источников базальтоидных магм, обедненных ЭПГ, проведено сравнение составов внутриконтинентальных кайнозойских базальтоидов (САВ) с базальтами срединно-океанических хребтов (MORB) (в соответствии с рисунком 34). Показано, что базальтоиды MORB типа сопоставимы по содержаниям элементов иридиевой подгруппы (Os, Ir) с САВ, но, в целом, отличаются от них повышенными концентрациями элементов платиниевой подгруппы (Pt, Pd). Составы MORB в направлении к ОИВ и далее к литосферной мантии обнаруживают прямую корреляцию с увеличением концентраций в породах ЭПГ. Известно, что при генерации базальтоидных магм в плавление вовлекается, прежде всего, пироксенитовый компонент мантии, но природа этого компонента, вероятно, различна для САВ и ОИВ, как, вероятно, и различна природа метасоматических процессов, приводящих к обогащению мантийного субстрата в той или иной геодинамической обстановке.

В связи с этим проведено сравнение концентраций ЭПГ в кайнозойских базальтах САВ типа и эклогитов, как продуктов высокобарического преобразования океанической коры (в соответствии с рисунком 35).

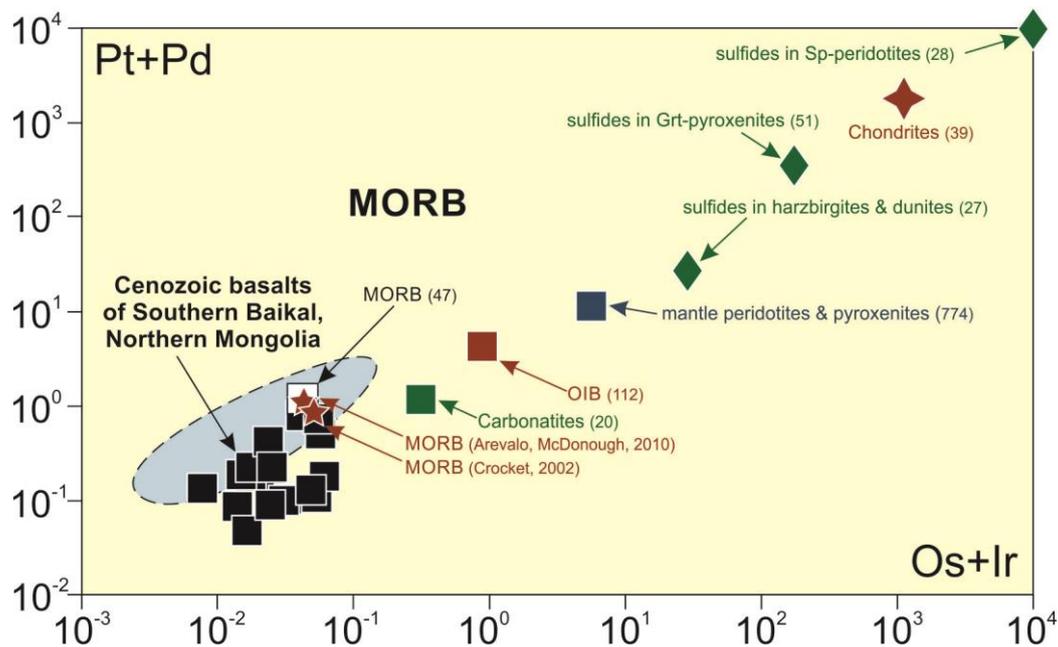


Рисунок 34 – Распределение ЭПГ (ppb) в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB).

Поле составов и средние составы базальтов MORB приведены по [108, 109, 110, 111]. Другие обозначения см. на рисунке 32, 33

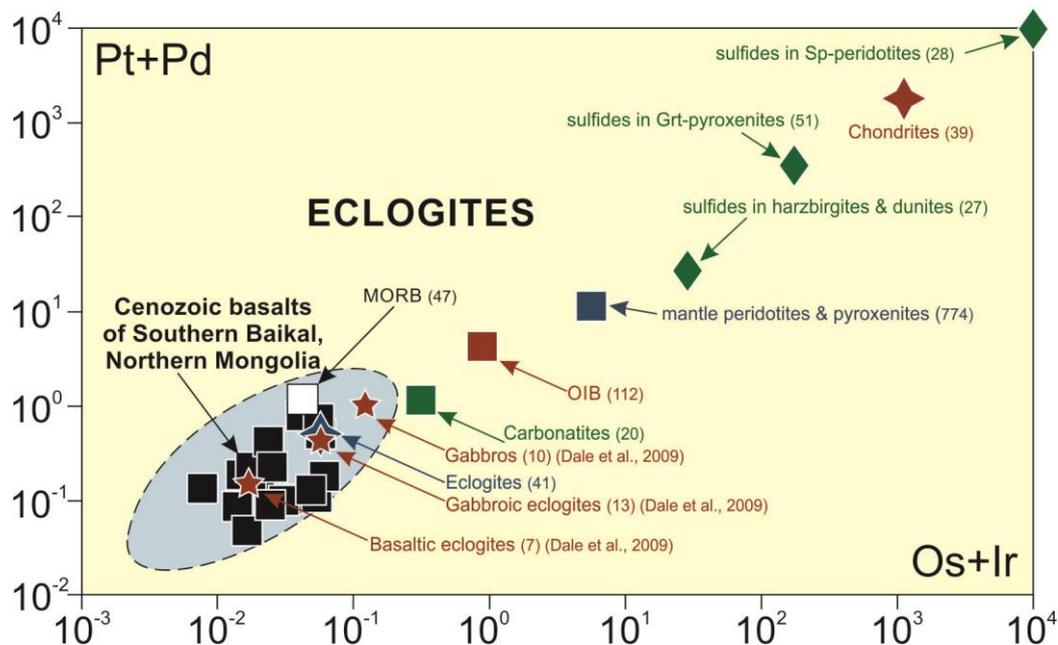


Рисунок 35 – Распределение ЭПГ (ppb) в породах эксгумированной эклогитизированной океанической коры

Поле составов и средние составы габбро, эклогитизированного габбро и эклогитизированных базальтов эксгумированной океанической коры приведены по [112, 113]. Другие обозначения см. на рисунке 32, 33, 34..

Сравнение составов кайнозойских базальтов Южного Прибайкалья и Северной Монголии с составами эклогитизированной океанической коры показывает, что уровни концентраций в них ЭПГ полностью совпадают.

Такое сравнение не означает, что протолитом для образования внутриконтинентальных базальтовых магм могло служить непосредственно вещество эклогитизированной океанической коры. Тем не менее, это не противоречит предположению о том, что процессы высокобарического преобразования погруженной до переходного слоя океанической литосферы могут быть отражены в процессах метасоматоза верхней мантии под влиянием деплетированных в отношении ЭПГ флюидов и расплавов, отделяющихся от океанического протолита.

Проведено также сопоставление составов исследованных кайнозойских базальтов с веществом карбонатитов различных районов Центральной Азии, которое показало, что высказанное ранее предположение об участии карбонатитового компонента в процессах метасоматического преобразования мантии и последующего магмообразования не противоречит наблюдаемым для базальтов низким концентрациям ЭПГ (в соответствии с рисунком 36). Показано, что деплетированные в отношении ЭПГ составы базальтов характерны для многих кайнозойских ареалов вулканизма Центральной Азии, в частности для вулканических ареалов Китая (в соответствии с рисунком 37).

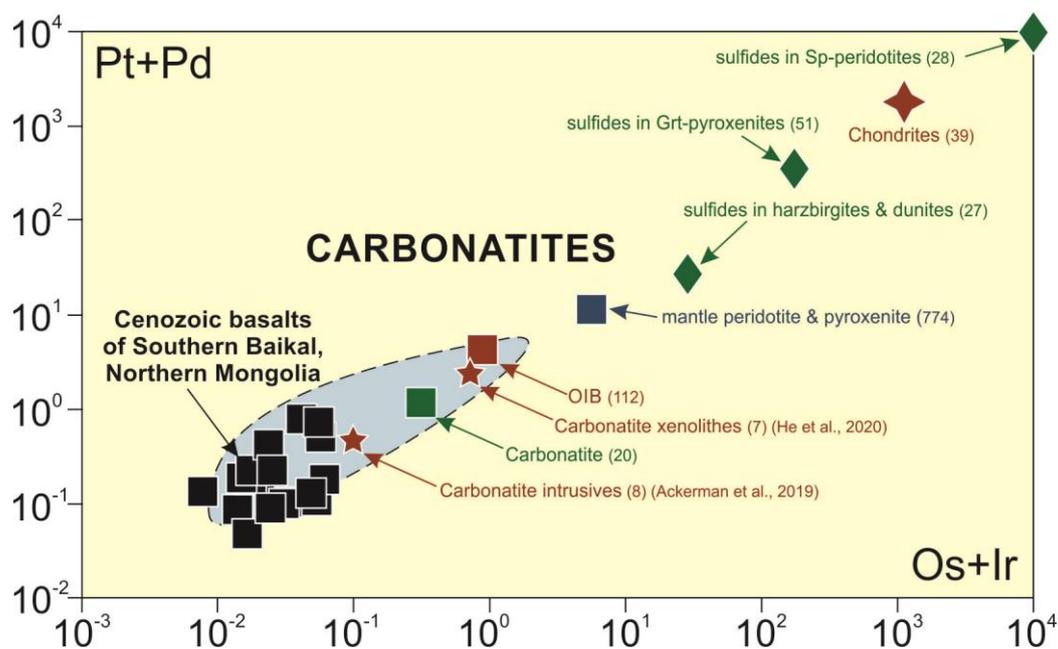


Рисунок 36 – Распределение ЭПГ (ppb) в карбонатитах

Поле составов и средние составы карбонатитов приведены по [114, 115]. Другие обозначения см. на рисунке 32, 33, 34

В результате проведенных исследований можно заключить, что главную роль в качестве исходного для базальтоидных магм внутриконтинентальных обстановок могло служить вещество погребенного и преобразованного океанического слэба и особенности распределения в породах ЭПГ служат достаточно надежными индикаторами, подтверждающими это предположение.

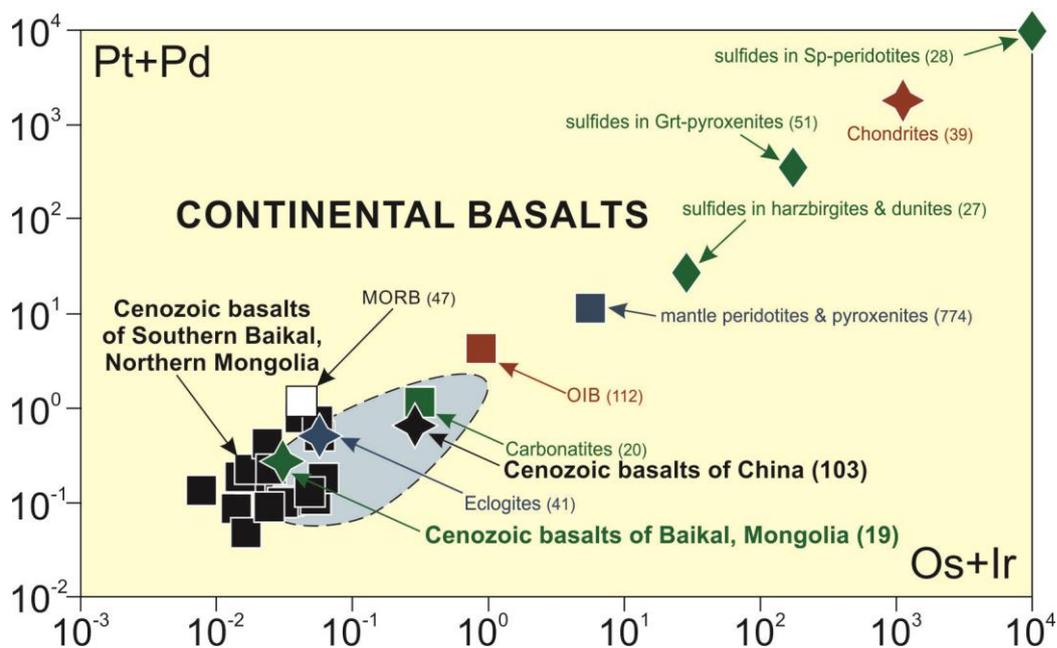


Рисунок 37 – Распределение ЭПГ (ppb) в кайнозойских базальтах Центральной Азии

ВЫВОДЫ

На основе анализа литературных данных и собственных результатов по распределению в кайнозойских базальтах Южного Прибайкалья и Северной Монголии элементов платиновой группы (ЭПГ) установлено, что вероятным источником магматического вещества для внутриконтинентального кайнозойского вулканизма являлась литосферная мантия, метасоматизированная под влиянием расплавов и флюидов, отделяющихся от погруженной и высокобарически преобразованной океанической коры.

Раздел 9 Проведение минералогических и изотопно-геохимических исследований бимодальной базальт-трахит-пантеллеритовой серии пород Цагануульского дайкового пояса в Северной Монголии

В 2022 продолжены исследования пород Цагануульского дайкового пояса. Проведены углубленные минералогические исследования на базе ЦКП ИГХ СО РАН «Изотопно-геохимических исследований» на комплексе СЭМ Tescan Mira 3 с EDS спектрометром. В результате были выделены основные типы породообразующих минералов – амфиболы и полевые шпаты.

Развитие амфибола характерно для всех разновидностей пород дайкового пояса. В наиболее основных породах распространены железистые разновидности амфиболов Na-Ca подгруппы – катафорит и рибекит их развитие отмечается в форме сростаний с битотитом, замещения клинопироксена и титанита. В пантеллеритовых трахитах амфибол также является одним из породообразующих минералов вместе с кислым полевым шпатом. Центральная часть крупных зерен отвечает по составу катафориту, а краевые части уже имеют арфедсонитовый состав, то есть резко понижаются содержания TiO_2 , MgO , CaO тогда как содержания FeO_T , Na_2O , K_2O возрастают, также для краевых частей и единичных кристаллов арфедсонита характерны примеси ZrO_2 (до 1 мас.%). Амфиболы из наиболее кремнистых агпайтовых пород Цагануульского пояса демонстрируют зональность зерен, выраженную в резком росте концентраций TiO_2 в каймах крупных вкрапленников. Амфиболы показывают единый тренд эволюции составов от рихтерита до катафорита и к арфедсониту, что свойственно дифференцированным сериям пород, а также указывает понижение температур и более восстановительные условия [116].

Полевые шпаты являются породообразующим минералом наряду с амфиболом. В наиболее кислых породах изучаемой серии представлены пертитовыми проростаниями альбита и микроклина.

Пироксены из пород Цагануульского дайкового пояса относятся к подгруппам Quad (Ca, Fe, Mg) и к J (Na) [117], единичные составы зерен относятся к Na-Ca подгруппе (в соответствии с рисунком 38). Развитие авгита отмечается в наиболее основных породах в виде фенокристаллов, а также сростаний где он замещается амфиболом. Расчеты температуры и давления его кристаллизации с помощью эмпирического термобарометра [118] показывают 0.8 - 0.9 кБар и 1050-1100° С. Для пантеллеритовых трахитов и пантеллеритов авгит является наиболее высокотемпературным минералом и встречается исключительно в виде реликтов в крупных сростках зерен амфибола и ильменита (в соответствии с рисунком 39А).

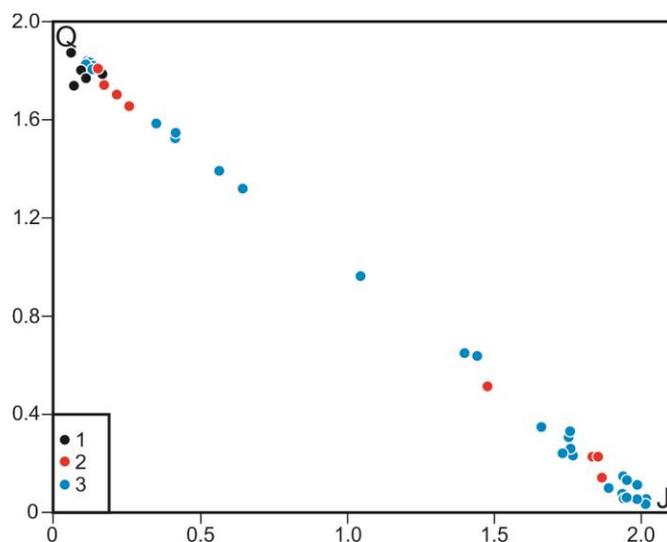


Рисунок 38 – Дискриминационная диаграмма J и Q значений [116] для пироксенов из пород Цагаануульского дайкового пояса

Точки составов пироксенов: 1 – трахибазальты, 2 - пантеллеритовые трахиты, 3 – пантеллериты



Рисунок 39 – Изображения в обратно рассеянных электронах реликтового клинопироксена (А) и единичного зерна эгирина (Б) в породах Цагаануульского дайкового пояса

Оозначения минералов: Amph – амфибол, Срх - клинопироксен, Аег – эгирин

Пироксены, относящиеся к Na подгруппе соответствуют по составу эгирину и широко распространены в наиболее щелочных и кремникислых породах дайкового пояса. По особенностям состава они делятся на две группы. Для первой группы характерны низкие содержания TiO_2 до 1 мас. % и повышенные содержания примеси ZrO_2 до 7 мас. %, Эгирины этой группы чаще всего обнаруживаются в качестве кайм или сростков с крупными зернами амфибола, реже в виде единичных зерен в полевых шпатах. Эгирины второй группы обладают относительно повышенным содержанием TiO_2 от 2 до 7 мас % и пониженным

содержанием примеси ZrO_2 до 2 мас. %. Эгирины второй группы встречаются в форме микролитов, а также в форме кайм единичных зерен эгиринов первой группы (в соответствии с рисунком 39Б).

По результатам проведенных микрозондовых исследований породообразующих и акцессорных минералов следует, что породы Цагаануульского дайкового пояса генетически связаны, исходя из эволюции составов пироксенов. В истории развития пояса имеет место резкая смена окислительно-восстановительных условий, что следует из резкой смены составов эгиринов, а также зональности амфиболов и широкому распространению Zr-Ti-Na минерализации.

Выполнены изотопно-геохронологические исследования $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом основных типов пород Цагаануульского дайкового пояса (в соответствии с рисунком 40). Наиболее древним возрастом обладают базальтоиды – 285 млн. лет, следующими по возрасту идут пантеллеритовые трахиты 263 млн. лет, а наиболее молодыми являются пантеллериты – 244 млн. лет. По совокупности датировок можно сделать вывод о том, что дайковый пояс образовался на исключительно большом временном интервале в Среднепермское – Раннетрисавое время. Будут сделаны дополнительные определения возраста для подтверждения или коррекции установленных дат.

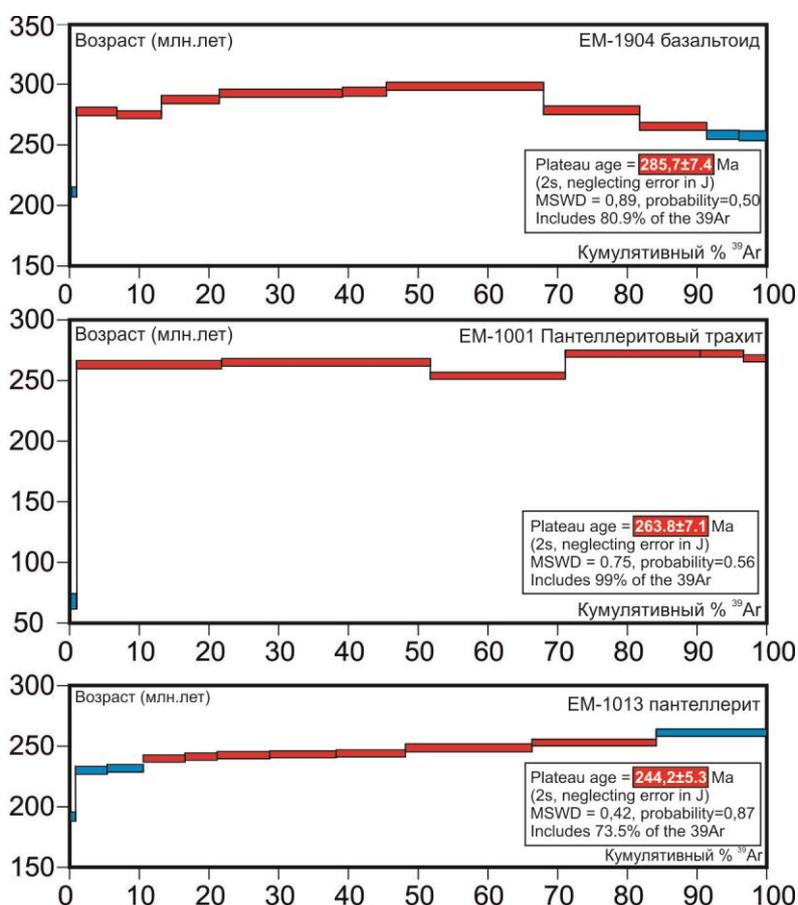


Рисунок 40 – Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ определения возраста пород Цагаануульского дайкового пояса

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При проведении исследований по теме проекта на примере модельных разновозрастных магматических и метаморфических комплексов пород складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона, а также других модельных комплексов пород палео- и современных геодинамических обстановок Центральной Азии и других районов России установлены главные закономерности их формирования, получены новые геохронологические, изотопно-геохимические и минералогические данные. Основные результаты и выводы проведенных исследований заключаются в следующем.

Установлено, что на периферии разновозрастных мезозойских магматических ареалов в Монголии оруденение ассоциирует с массивами и малыми интрузиями редкометалльных Li-F гранитов. Процесс флюидно-магматической дифференциации играет важную роль при формировании потенциально рудоносных в отношении Sn, W, Li, Ta гранитов.

Проведено петролого-геохимическое изучение турмалин-содержащих пород в шарыжалгайском гранулитовом комплексе Прибайкалья. Их состав отвечает составу протолитов исходных для них турмалинсодержащих гнейсов, что свидетельствует об их анатектической природе в процессе метаморфических преобразований.

Изучен состав магматических пород Центрально-Сангиленского пегматитового пояса (ЦСП), предшествовавших формированию богатых Li, Nb, Ta, Be гранитных и гранитно-пегматитовых систем, определены их основные геохимические типы и дана оценка их рудного потенциала в отношении редкометальной минерализации.

Исследованы гранитоиды олекминского комплекса Восточного Забайкалья. Показано, что их образование фиксирует масштабный эпизод эндогенной активности, связанный с замыканием Монголо-Охотского палеоокеанического пространства. Установлен их позднепалеозойский возраст и показано, что они образовались в субдукционной геодинамической обстановке.

Получены результаты минералого-геохимических и изотопных исследований амфиболитов из комплекса Алаг-Хадны юго-западной Монголии. Расчеты с использованием состава амфиболов, амфиболовой и амфибол-плагиоклазовой термобарометрии показали пиковые условия равновесия (570–630°C, 7–9 кбар) в высокотемпературной эпидот-амфиболитовой фации, с ретроградным преобразованием в условиях зеленосланцевой фации. Петрохимические характеристики амфиболитов соответствуют таковым умеренно-титанистым толеитам низкой щелочности, однако редкоэлементный состав при этом значительно варьирует от близких к N-MORB до E-MORB. Изотопный состав Nd и Sr

указывает на различный характер мантийных источников базитов, который имел преимущественно умеренно-деплетированный характер.

Продолжено изучение минералогических особенностей и условий образования пирогенных пород пирометаморфических комплексов Центральной и Восточной Монголии (Нилгинского и Хамарин-Хурал-Хид), а также вариаций состава второстепенных и акцессорных минералов пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье).

Получены новые данные по составам Ca-Fe-Mg оливинов мелилитов в нефелин-мелилитовых паралавах. Паралавы и клинкеры пирометаморфических комплексов Монголии формировались в результате высокотемпературного метаморфизма и частичного плавления осадочных пород во время четвертичных и современных природных угольных пожаров.

Установлено, что основными второстепенными минералами порфировых онгонитов являются топаз и Fe-Li-Al слюда, в т.ч. неизвестного ранее состава, обогащенная Rb и Cs.

Результаты работы позволили оценить влияние высокоградиентного метаморфизма на изменение геохимических характеристик пород ТТГ ассоциации Гарганской глыбы в Восточном Саяне. Полученные результаты показывают, что геохимические и изотопные характеристики изученных пород не соответствуют первичномагматическим.

На основе анализа литературных данных и собственных результатов по распределению в кайнозойских базальтах Южного Прибайкалья и Северной Монголии элементов платиновой группы (ЭПГ) установлено, что вероятным источником магматического вещества для внутриконтинентального кайнозойского вулканизма являлась литосферная мантия, метасоматизированная под влиянием расплавов и флюидов, отделяющихся от погруженной и высокобарически преобразованной океанической коры.

По результатам проведенных микрозондовых исследований породообразующих и акцессорных минералов следует, что породы трахибазальт-трахит-пантеллеритовой серии Цагаануульского дайкового пояса генетически связаны. Изотопно-геохронологические исследования пород Цагаануульского дайкового пояса показали, что наиболее ранними по времени образования являются трахибазальты (285 млн. лет), затем образуются пантеллеритовые трахиты (263 млн. лет), а наиболее молодыми являются пантеллериты (244 млн. лет).

Государственное задание по проекту в 2022 году выполнено в полном объеме. В 2022 году по теме проекта опубликовано 12 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 5 статей WOS квартилей Q1 и Q2, представлено 17 докладов на всероссийских научных конференциях в очном и онлайн форматах. Представлено в печать с опубликованием в 2023 году 8 статей.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // *Петрология*. – 1999. – Т. 7. – № 4. – С. 401-429.
2. Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo Ts. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // *Journal of Geosciences*. – 2016. – V. 61. – P. 105–125.
3. Pearce J. A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* // Geological Association of Canada, Short Course Notes. – 1996. – V. 12. – P. 79–113.
4. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // *Геотектоника*. – 2019. – №4. – С. 60–77.
5. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. Новосибирск: Изд-во «Наука» – 1980. – 90 с.
6. Мельников А.И. Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. Новосибирск: Изд-во «Гео». – 2011. – 237 с.
7. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: «Наука». – 1984. – 200 с.
8. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Изд-во «Гео» – 2006. – 343 с.
9. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. Москва: Изд-во «Мир». – 1971. – 326 с.
10. Судовиков Н.Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз. // Тр. ЛАГЕД АН СССР. – 1958. – Вып. 8. – С. 195-222.
11. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Ленинград: Изд-во «ЛГУ». – 1964. – 550 с.
12. Жданов В.В. Типизация региональных метаморфо-метасоматических систем // Труды ВСЕГЕИ. Н.С. – 1982. – Т. 238. – С. 23-33.
13. Жданов В.В. Классификация и номенклатура регионально-метасоматических пород. Новосибирск: – 1992. – С. 123-130.

14. Reynolds D.L. The sequence of geochemical changes leading to granization/Quartz // J. Geol. Soc. London. – 1946. – V. 102. – P. 389-446.
15. Платтен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов // Природа метаморфизма. Москва: Изд-во «Мир» – 1967. – С. 212-226.
16. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Ленинград: Изд-во «Наука». – 1980. – 100 с.
17. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geol. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
18. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // In. P. Hendersone, Ed., Rare Earth Element Geochemistry // Amsterdam: Elsevier. – 1984. – P. 63–114.
19. Turkina, O.M., Sukhorukova, V.P., Sergeev, S.A. Mesoarchean bimodal volcanic rocks of the Onot greenstone belts, southwestern Siberian craton: Implications for magmatism in an extension / rift setting // Precambrian Research – 2020. – Vol. 343. – P. 105731.
20. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах республики Тыва // Литий России. Материалы всероссийского научно-практического совещания: Изд-во СО РАН. – Новосибирск. – 2011. – С. 65-70.
21. 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.
22. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометалльных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и Тектонофизика. – 2021. - № 12. – С. 261-286.
23. Ярмолук В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометалльные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // Доклады РАН. – 2010. – Т. 430, № 2. – С. 248-253.
24. O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // US Geol. Surv. Prof. Paper. – 1965. – V. 525 B. – P. 79-84.
25. 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.

26. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. - 1999. - № 5. - С. 24–43.
27. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. - 2003. - №6. - С.7-41.
28. Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и границы олекминского магматического пояса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // Доклады Академии Наук. - 2018. - Т.483. - №1. - С.64-69.
29. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. Чита. – 1997. – 239 С.
30. Казимировский, М.Э. Геохимия палеозойского гранитоидного магматизма Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и Геофизика. - 2004. - Т.45. - №3. - С.347-362.
31. Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и Геофизика. - 2002. - Т.43. - №11. - С.973-989.
32. Дриль С.И., Носкова Ю.В., Ковач В.П., Сасим С.А. Гранит-лейкогранитная серия пород олекминского комплекса Восточного Забайкалья: U-Pb LA-ICP-MS геохронология по цирконам и Sm-Nd изотопная систематика пород // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». - 2020. - Т. 32. - С.32-41.
33. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2008. - Т.16. - № 2. - С.59-80.
34. Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитовый магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. - 2011. - №6. - С.3-23.
35. Ярмолук 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. 115-142
36. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолук В.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды олекминского комплекса селенгино-станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // Доклады Академии Наук. - 2015. - 464. - С. 194–198.

37. Сасим С.А., Дриль С.И. Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика пород шошонитовой 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.
38. 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.
39. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. – 2003. - Т. 11. - № 1. С. 3—34.
40. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the rhönite-kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir-Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages, and formation conditions. *Miner. Mag.* – 2017. – V. 81. – N 4. – P. 949–974.
41. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Карманов Н.С., Иванов А.В. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. – 2018. – Т. 26. – № 2. – С. 178–210.
42. Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Плавленые породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // Петрология. – 2020. – Т. 28. – № 5. – С. 482–510.
43. Sokol E., Sharygin V., Kalugin V. et al. Fayalite and kirschsteinite solid solutions in melts from burned spoil-heaps, South Urals, Russia. – *Eur. J. Mineral.* – 2002. – V.14. – P. 795–807.
44. Davidson P. M., Mukhopadhyay D.K. Ca-Fe-Mg olivines: Phase relations and a solution model // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1984. – V.86. – P. 256–263.
45. Melluso L., Conticelli S., Gennaro R. Kirschsteinite in the Capo di Bove melilite leucitite lava (cecilite), Alban Hills, Italy // *Mineral. Mag.* – 2010. – V. 74. – P. 887–902.
46. Шарыгин В.В. Магнезиальный кирштейнит в мелилитолитах вулкана Пьян ди Челле, Умбрия, Италия http://alkaline2011.web.ru/2012/abstracts/SharyginV_rus.htm

47. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (> 4 MPa) and high-temperature (> 1250 °C) incongruent melting of marl limestone: formation of carbonate melt and melilite–nephelineparalava in the Khamaryn–Khural–Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // *Contrib. Miner. Petrol.* – 2021. – V. 176:38.

48. Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., Девятиярова А.С., Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В. Контактный метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменная Тунгуска, Восточная Сибирь): свидетельства режима течения расплава // *Геология и геофизика.* – 2019. – Т. 60. – № 4. – С. 456–471.

49. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // *Доклады Академии наук.* – 2007. – Т. 413. – № 2. – С. 244–250.

50. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // *Петрология.* – 2010а. – Т. 18. – № 5. – С. 536–566.

51. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // *Геология и геофизика.* – 2010б. – Т. 51. – № 10. – С. 1423–1442.

52. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // *Геология и геофизика.* – 2011. – Т. 52. – № 11. – С. 1776–1789.

53. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Fluoride-calcium (F-Ca) melt in rhyolitic magma: Evidence from fluorite-rich rhyolites of the Nyalga Basin, Central Mongolia // *Lithos.* – 2020. – V. 354–355. – 105348.

54. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И., Котельников А.Р., Сапожников А.Н., Шендрик Р.Ю. Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // *Петрология.* – 2020. – Т. 28. – № 3. – С. 254–279.

55. Ernst W.G. Alpine and Pacific styles of Phanerozoic mountain building: Subduction-zone petrogenesis of continental crust // *Terra Nova.* – 2005. – V. 17. – P. 165–188.

56. Štípská P., Schulmann K., Lehmann J. et al. Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: Evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further than expected // *J. Metamorph. Geol.* – 2010. – V. 28. – P. 915–933.

57. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I., Perepelov A.B. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyn-Nuruu area (SW Mongolia): Crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // *J. Asian Earth Sci.* – 2018. – V. 167. – P. 33–51.
58. Skuzovatov S.Yu. Nature and (in-)coherent metamorphic evolution of subducted continental crust in the Neoproterozoic accretionary collage of SW Mongolia // *Geosc. Front.* – 2021. – V. 12. – № 3. – P. 101097.
59. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // *Amer. Mineral.* – 2012. – V. 97. – P. 2031–2048.
60. Геря Т.В., Перчук Л.Л., Трибуле К и др. Петрология Туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян // *Петрология.* – 1997. – Т. 5. – № 6. – С. 563–595.
61. Zenk M., Schulz B. Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland // *Mineral. Mag.* – 2004. – V. 68. – № 5. – P. 769–786.
62. Schumacher J.C. Metamorphic amphiboles: composition and coexistence // *Rev. Mineral. Geochem.* – 2007. – V. 67. – P. 359–416.
63. Starr P.G., Pattison D.R.M. Equilibrium and disequilibrium processes across the greenschist – amphibolite transition zone in metabasites // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2019. – V. 174. – № 2. – P. 1–18.
64. Raith M. The Al-Fe(III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern window, Austria // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1976. – V. 57. – P. 99–117.
65. Keskinen M., Liou J.G. Stability relations of Mn-Fe-Al piemontite // *J. Metamorph. Geol.* – 1987. – V. 5. – P. 495–507.
66. Maruyama S., Suzuki K., Liou J. Greenschist–amphibolite transition equilibria at low pressures // *J. Petrol.* – 1983. – V. 24. – P. 583–604.
67. Starr P.G., Pattison D.R.M., Ames D.E. Mineral assemblages and phase equilibria of metabasites from the prehnite–pumpellyite to amphibolite facies, with the Flin Flon Greenstone Belt (Manitoba) as a type example // *J. Metamorph. Geol.* – 2020. – V. 38. – P. 71–102.
68. Brown E.H. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism // *J. Petrol.* – 1977. – V. 18. – P. 53–72.
69. Spear F.S. NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: An empirical model // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1980. – V. 80. – P. 140-149.

70. Ernst W.G., Liu J.G. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB – a semiquantitative thermobarometer // *Amer. Mineral.* – 1998. – V. 83. – P. 952–969.
71. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1994. – V. 116. – P. 433–447.
72. Triboulet C., Audren C. Controls on P-T-t deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France) // *J. Metamorph. Geol.* – 1988. – V. 6. – P. 117–133.
73. Guintoli F., Menegon L., Warren C.J. Replacement reactions and deformation by dissolution and precipitation processes in amphibolites // *J. Metamorph. Geol.* – 2018. – V. 36. – P. 1263–1286.
74. Frost B.R., Chamberlain K.R., Schumacher J.C. Sphene (titanite): Phase relations and role as a geochronometer // *Chem. Geol.* – 2000. – V. 172. – P. 131–148.
75. Kapp P., Manning C.E., Tropper P. Phase-equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite–rutile equilibria // *J. Metamorph. Geol.* – 2009. – V. 27. – P. 509–521.
76. Oh C.W., Liou J.G. A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism // *The Island Arc.* – 1998. – V. 7. – P. 36–51.
77. Kirchner T.M., Gillis K.M. Mineralogical and strontium isotopic record of hydrothermal processes in the lower ocean crust at and near the East Pacific Rise // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2012. – V. 164. – P. 123–141.
78. Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites // *Elements.* – 2014. – V. 10. – P. 101–108.
79. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geosc. Front.* – 2015. – V. 6. – P. 481–501.
80. Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* – 2021. – Vol. 392-393. – 106068.
81. Ranjan S., Upadhyay D., Abhinay K., Srikantappa Ch. Paleoproterozoic and neoproterozoic tonalite–trondhjemite–granodiorite (ttg) and granite magmatism in the western dharwar craton, southern india: implications for archean continental growth and geodynamics // *Precambrian Research.* – 2020. – Vol. 340. – 105630.

82. Strong J.W.D., Cawood P.A., Cruden A.R., Nebel O., Mulder J., Dickin A.P. Forging isotopically juvenile metamorphic zircon from and within Archean ttg gneiss: whole-rock sr-nd-pb and zircon u-pb-hf-ree constraints // *Chemical Geology*. – 2022. – Vol. 590. – 120710.

83. Getsinger A., Rushmer T., Jackson M.D., Baker D. Generating high mg-numbers and chemical diversity in tonalite[^]trondhjemite[^]granodiorite (ttg) magmas during melting and melt segregation in the continental crust // *Journal of Petrology*. – 2009. – V.50, Iss. 10, - P.1935-1954.

84. Laurent O., Björnson J., Wotzlaw J.-F., Bretscher S., Pimenta Silva M., Moyen J.-F., Ulmer P., Bachmann O. Earth's earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions // *Nature Geoscience*. – 2020. – V. 13, - P. 163–169.

85. Moyen, J.-F., The composite Archean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth // *Lithos*. – 2011. – Vol. 123, Iss. 1-4. – P. 21–36.

86. Kovach, V., Matukov, D., Berezhnaya, N., Kotov, A., Levitsky, V., Barash, I., Kozakov, I., Levsky, L., Sergeev, S., 2004. SHRIMP Zircon Age of the Gargan Block TonaliteseFind Early Precambrian Basement of the TuvinoeMongolian Microcontinent, Central Asia Mobile Belt // 32th Intern. Geological Congress, Abstract.

87. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии. М., Наука, 1982, 114 с.

88. Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // *Изотопные системы и время геологических процессов* // Мат. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН. – 2009. – Т. 1. – С. 34–35.

89. White R.W., Palin M., Green C.R. High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes // *J. metamorphic Geol.* – 2017. – Vol. 35. – P.181–195.

90. Sawyer E.W. Atlas of Migmatites // *Canadian Mineralogist*, 2008, Special Publication 9, 372 p.

91. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // *Геология и геофизика*. – 2016. – Т. 57, № 1. С. 241—258.

92. Ефремов С.В., Дриль С.И., Горячев Н.А., Левицкий И.В. Потенциальная рудопродуктивность гранитоидов Гарганской глыбы, Восточный Саян // *Геология Рудных Месторождений*. – 2019. – Т. 61, № 4. С. 61–71.

93. Zeng G., Chen L-H., Xu X-S, Jiang S-Y, Hofmann A.W. Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China // *Chemical Geology*. – 2010. – Vol. 273, Iss. 1–2. – P. 35-45.
94. 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. – Vol. 73. – P. 1394–1416.
95. Paleskii S.V., Nikolaeva I.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. // Determination of platinum-group elements and rhenium in standard geological samples by isotope dilution with mass-spectrometric ending // *J. Anal. Chem.* 2009. – Vol. 64, Iss. 3. – P. 272–276.
96. Ionov D.A., Shirey S.B., Weis D., Bru'gmann 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. – Vol. 241. – P. 47– 64.
97. Barnes S.J., Mungall J.E., Maier W.D. Platinum group elements in mantle melts and mantle samples // *Lithos*. – 2015. Vol. 232. – P. 395-417.
98. Fischer-Godde M., Becker H., Wombacher F. Rhodium, gold and other highly siderophile element abundances in chondritic meteorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2010. – Vol. 74. – P. 356–379.
99. Wang K.-L., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Pearson N.J., Zhang M. Sulfides in mantle peridotites from Penghu Islands, Taiwan: Melt percolation, PGE fractionation, and the lithospheric evolution of the South China block // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. V. 73. – P. 4531–4557.
100. SekharSen I., Bizimis M., Sen G. Geochemistry of sulfides in Hawaiian garnet pyroxenite xenoliths: Implications for highly siderophile elements in the oceanic mantle // *Chemical Geology*. – 2010. Vol. 273, Iss. 3–4. – P. 180-192.
101. Delpech G., Lorand J-P., Grégoire M., Cottin J-Y., O'Reilly S.Y. In-situ geochemistry of sulfides in highly metasomatized mantle xenoliths from Kerguelen, southern Indian Ocean // *Lithos*. – 2012. – Vol. 154. – P. 296–314.
102. 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. – Vol. 241. – P. 47– 64.

103. 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. – Vol. 208. – P. 29– 59.
104. Ivanov A.V., Paleskii 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. – Vol. 20, - P. 504–511.
105. 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. – Vol. 326–327. – P. 556-571.
106. 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. – Vol. 260. – P. 112–128.
107. Day J.M.D., Pearson D.G., 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. – Vol. 74, Iss. 22. – P. 6565-6589.
108. Arevalo R.D., McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chemical Geology*. – 2010. – V. 271. – P. 70-85.
109. Crocket J.H. Platinum-group elements in basalts from Maui, Hawai'i: low abundances in alkali basalts // *The Canadian Mineralogist*. – 2002. – V. 40. – P. 595-609.
110. 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 // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2003. – Vol. 4. – 8911.
111. Hao H., Campbell I.H., Arculus R.J., Perfit M.R. Using precious metal probes to quantify mid-ocean ridge magmatic processes // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2021. – Vol. 553. – 116603.
112. 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. – Vol. 73. – P. 1394–1416.
113. Gormana J.K., Penniston-Dorlanda S.C., Marschallb H.R., Walkera R.J. The roles of mechanical mixing and fluid transport in the formation of reaction zones in subduction-related

mélange: Evidence from highly siderophile elements // *Chemical Geology*. – 2019. – Vol. 525. – P. 96-111.

114. Xu C., Huang J., Congqiang L., Liang Q., Wenbo L., Tao G. PGE geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China: Preliminary study // *Geochemical Journal*. – 2003.- Vol. 37. - P. 391-399.

115. Xu C., Qi L, Huang Z., Chen Y., Yu X., Wang L., Li E. Abundances and significance of platinum group elements in carbonatites from China // *Lithos*. – 2008. – Vol. 105. – P. 201–207.

116. Mitchell R.H. A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexes // *Lithos*. – 1990. – Vol. 26. – P. 135-156.

117. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. – 1988. – Vol. 73. – P. 1123-1133.

118. Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // *European Journal of Mineralogy*. – 2021. – Vol. 33. – P. 621-637.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОЕКТА

Статьи

1. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куц Л.В., Шептякова Н.В. Редкометалльные литий-фтористые граниты в позднепалеозойском, ранне- и позднемезозойском ареалах гранитоидного магматизма Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – №7. – С. 935 – 955.
2. Орсов Д.А., Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Бадмацыренова Р.А., Дриль С.И., Посохов В.Ф. Неопротерозойские метабазальты Тыйского комплекса Олокинского рифтогенного прогиба (Байкало-Муйский пояс): состав, U-Pb возраст, изотопно-геохимическая характеристика, геодинамические следствия // Геология и геофизика. – 2022. – Т.7. – С. 915-934.
3. Потапов С.В., Шарыгин И.С., Константинов К.М., Данилов Б.С., Щербаков Ю.Д., Летников Ф.А. Расплавные включения в хромшпинелиде кимберлитов трубки Заполярная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон) // Доклады Российской академии наук. Науки о земле. – 2022. – Т.504. - №1. – С. 46-51.
4. Скузоватов С.Ю., Горнова М.А., Каримов А.А. Минералого-геохимические и Nd-Sr изотопные характеристики амфиболитов высокобарического комплекса Алаг-Хадны (ЮЗ Монголия): внутриконтинентальный рифтогенез как прекурсор субдукции континентальной окраины // Петрология. – 2022. – Т. 30. – №.5. – С. 545–568.
5. Смирнова Ю.Н., Дриль С.И. Геохимия вендских (?) метаосадочных пород быркинской серии Аргунского супертеррейна. Геохимия. – 2022. – Т.67. - № 5. – С. 445-462.
6. Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива. Тихоокеанская геология. – 2022. – Т. 41. - № 1. – С. 13–31.
7. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Травин А.В., Щербаков Ю.Д., Пузанков М.Ю., Канакин С.В. Два этапа кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Дархатской впадины (Северная Монголия) – геохронология, геохимия и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. - № 3. – С. 6-13.
8. Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A., Larionova Yu., Perepelov A., Khubaeva O. Pleistocene-Holocene Monogenetic Volcanism at the Malko-Petropavlovsk Zone of

Transverse Dislocations on Kamchatka: Geochemical Features and Genesis // Pure and Applied Geophysics. – 2022. – Vol.179. – P. 3989–4011.

9. Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang Q., Wu M. Evidence of Eoarchean crust beneath the Yakutian kimberlite province in the Siberian craton // Precambrian Research. – 2022. – Vol.369. –106512.

10. Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Yu., Pang K.-N., Lee H.-Y. Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // Gondwana Research. – 2022. – Vol. 105. – P. 117–142.

11. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Wang Q., Ragozin A.L., Kostrovitsky S.I. Multiple tectonomagmatic reactivation of the unexposed basement in the northern Siberian craton: from Paleoproterozoic orogeny to Phanerozoic kimberlite magmatism // International Geology Review. – 2022. –Vol. 64(8). – P. 1119-1138.

12. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Ragozin A.L., Smelov A.P. The evolution of refertilized lithospheric mantle beneath the northeastern Siberian craton: links between mantle metasomatism, thermal state and diamond potential // Geoscience Frontiers. – 2022. – Vol. 13. – N 6. –101455.

Статьи в печати

1. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Шептякова Н.В. Сравнительный минералого-геохимический анализ эволюции ранне- и позднемезозойских известково-щелочных и редкометалльных гранитоидов, их геодинамическая обстановка и петрогенезис (Монголия) // Петрология. – 2023.

2. Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Са-Fe-Mg оливины мелилит-нефелиновых паралав пирометаморфических комплексов Монголии // Записки ВМО. – 2023. – № 1.

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 Академии наук. – 2023.

4. Ефремов С.В. , Горячев Н.А., Дамдинов Б.Б., Хубанов В.Б. Геохимические эффекты при ультраметаморфизме пород тоналит-грандьеит-гранодиоритовой ассоциации: мобильность химических элементов главных изотопных пар (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf) // Доклады Академии наук. – 2023.

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. 2.
6. Левицкий В.И., Резницкий Л.З. Котов А.Б., Ковач В.П., Левицкий И.В. Sm-Nd возраст святоноситов петротипического проявления (полуостров Святой Нос, Восточное Прибайкалье) // Доклады Академии наук. – 2023.
7. Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Плечов П.Ю., Цыпукова С.С., Щербаков В.Д., Щербаков Ю.Д., Жгилев А.П. Инициальный среднеэоцен-раннеолигоценый вулканизм щелочной магматической провинции Западной Камчатки // Геодинамика и тектонофизика. – 2023.
8. Antipin V., Makrygina V., Sheptyakova N., Kushch L. Granites and pegmatites of the collisional and intraplate magmatism of the Ol'khon region: age and geochemical evolution from barren to amazonite and rare-metal pegmatites // China Geology. – 2023.

Тезисы и материалы докладов

1. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Шептякова Н.В., Белозерова О.Ю. Сравнительный минералого-геохимический анализ эволюции и петрогенезис ранне – и позднемезозойских известково-щелочных и редкометалльных (Li-F) гранитоидов Центральной Азии (Монголия) // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т. 1. – С. 36–39.
2. Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Особенности состава мелилита в паралавах пирометаморфических комплексов Монголии // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т. 1. – С. 132–135.
3. Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Акцессорная минерализация пород массива онгонитов Ары-Булак // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т. 1. – С. 162–165.
4. Дриль С.И., Ковач В.П., Ларин А.М. Позднепалеозойско-раннемезозойские коллизионные гранитоиды Восточного Забайкалья: геохронология и источники вещества по

изотопным данным // Возраст и корреляция магматических, осадочных и рудообразующих процессов: Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. 7-10 июня 2022г., ИГГД РАН, Санкт-Петербург. – 2022. – С. 49-50.

5. 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 Забайкалья // 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.

6. Дриль С.И., Носкова Ю.В., Зарубина О.В. Изотопные Sm-Nd характеристики ювенильной коры центральной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых), посвященной 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. 21-25 ноября 2022г., Иркутск. – 2022. - Т. 1.– С.173-175.

7. Ефремов С.В., Дамдинов Б.Б., Хубанов В.Б. Породы ТТГ ассоциации фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента. U-Pb изотопный возраст, первичные составы, геохимические эффекты при ультраметаморфизме // // Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых), посвященной 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. 21-25 ноября 2022г., Иркутск. – 2022. – Т. 1. –С.181-186.

8. Жгилев А.П., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д. Условия происхождения мегакристаллов пироксенов и процессы их преобразования под воздействием базальтовых магм (Тэсийгольский вулканический ареал Северной Монголии) // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т. 1. – С. 192–196.

9. Кузнецова, Л.Г. Геохимические особенности и условия формирования редкометальных гранитно-пегматитовых систем в постколлизийных геодинамических обстановках (на примере Сольбельдерского пегматитового поля Центрального Сангилена) // Материалы научной конференции «Петрология и рудоносность магматических формаций», посвященной памяти члена-корреспондента РАН Г.В. Полякова и профессора А.Г. Владимировича. – 25-29 апреля 2022 г. – Новосибирск. – 2022. – С. 118-120.

10. Кузнецова Л.Г., Дриль С.И., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. Возраст, состав и геодинамическая природа терригенно-осадочных отложений Южного Сангилена // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т. 1. – С. 258-261.
11. Левицкий И.В., Левицкий В.И. Турмалинсодержащие породы в шарыжалгайском комплексе Юго-Восточного Прибайкалья // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т. 2. – С. 20-24.
12. Левицкий В.И., Левицкий И.В. Природные наносистемы с аморфными металлами, самородными и интерметаллическими видами в импактитах Бобруйского выступа Восточно-Европейского кратона // Тезисы докладов XVIII Российского Сопределения по экспериментальной минералогии. Иркутск 5-10 сентября 2022 г. – 2022. – С. 47.
13. Левицкий В.И., Левицкий И.В. Самородные, интерметаллические, аморфные соединения в породах Бобруйского погребенного выступа Восточно-Европейского кратона // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т. 2. – С. 16-20.
14. Макрыгина В.А., Сальникова Е.Б., Толмачева Е.В., Ремизова А.Ф. Об особенностях минерального состава Mg-метасоматитов и их возрастных соотношениях с древними образованиями Кутимского блока Чуйской глыбы (Северное Прибайкалье). // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. Т.2. – С. 24-27.
15. Перепелов А.Б., Цы М.Ю., Иванов А.В., Плечов П.Ю., Цыпукова С.С., Щербаков В.Д., Щербаков Ю.Д. Среднеэоцен-раннеолигоценовый щелочно-базальтовый магматизм Западной Камчатки – минералого-геохимические особенности и геодинамические следствия // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т.2. – С. 87–91.

16. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д., Пузанков М.Ю. Кайнозойский щелочно-базальтовый вулканизм Дархатской впадины (Северная Монголия) // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – Т. 2. – С. 206–210.
17. Glushkova V.E., Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Ca-Mg-Fe olivines in paralavas of the Nyalga combustion metamorphic complex, Central Mongolia // X International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-17 June 2022, Novosibirsk, Russia)/ IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU Novosibirsk. – 2022. – P. 19-20.
18. Скузоватов С.Ю., Каримов А.А. Условия, масштабы и неравновесные геохимические эффекты регидратации субдуцированной литосферы // Материалы Всероссийской конференции (с участием иностранных ученых) «Современные направления развития геохимии», посвященной 65-летию Института геохимии и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 21-25 ноября 2022 г., Иркутск. – 2022. – Т. 2. – С. 131-133. – очный стендовый доклад.
19. Скузоватов С.Ю. Масштабы регидратации субдуцированной литосферы на примере высокобарических комплексов северо-восточного Забайкалья и юго-западной Монголии // Материалы XII Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2022). Петропавловск-Камчатский, 2022. – С. 86.
20. Skuzovатов S., Wang K.-L., Li X.-H., Shatsky V. Zircon constraints on limited, fluid-deficient eclogitization of the felsic continental crust (North Muya complex, Eastern Siberia) // International Eclogite Meeting. Lyon, France. July 7-16, 2022.
21. Скузоватов С.Ю., Ван К.-Л., Ли Х.-Я., Ли С.-Х., Шацкий В.С. Метаморфическая модификация циркона и ее значение для реконструкции истории высокоградных комплексов: in-situ геохронологические и изотопно-геохимические данные исследований эклогит-гнейсового комплекса Северо-Муйского блока (Забайкалье) // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7-10 июня 2022 г.). СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. – 188 с. – С. 141–143.